



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

***Uso de registros de microtemblores
para la determinación de modelos de
velocidad de ondas de corte y
respuesta dinámica del suelo en la
ciudad de Cúcuta, Colombia***

Carlos Fernando Lozano Lozano

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá D.C., Colombia
2013

Uso de registros de microtemblores para la determinación de modelos de velocidad de ondas de corte y respuesta dinámica del suelo en la ciudad de Cúcuta, Colombia

Carlos Fernando Lozano Lozano

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias – Geofísica

Director:

Ph.D.Jhon Jairo Sánchez Aguilar

Línea de Investigación:

Sismotectónica

Grupo de Investigación:

Geofísica

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C., Colombia

2013

A mi madre María

A mi hermano Roque Alexander

A mi familia Lozano Sánchez

A mi esposa Olga Patricia

*“Si he logrado ver más lejos, ha sido porque
he subido a hombros de gigantes”*

Isaac Newton

Agradecimientos

El autor expresa su agradecimiento a las siguientes instituciones: Servicio Geológico Colombiano (antiguo Instituto Colombiano de Geología y Minería – INGEOMINAS) en especial a la Red Nacional de Acelerógrafos de Colombia (RNAC). A la Agencia Nacional de Minería (ANM) – Regional Cúcuta (antiguo Grupo de Trabajo Regional GTR de INGEOMINAS) y a la Universidad Francisco de Paula Santander – Cúcuta.

Un especial reconocimiento a María Luisa Bermúdez (coordinadora de la RNAC) por su incondicional apoyo y colaboración en este proyecto, y durante los años de trabajo en la RNAC. Al Profesor Jhon Jairo Sánchez Aguilar (Universidad Nacional) por sus contribuciones al proyecto y excelente labor como director del trabajo de grado, sus valiosos consejos han sido enriquecedores en mis trabajos de investigación. A Marisa Fernández (coordinadora de la ANM - Cúcuta), Carlos Fernando Rincón y Edgar Picón por su colaboración durante el trabajo de campo. A los jurados evaluadores, Profesores Hugo Monsalve (Universidad del Quindío) y Luis Ochoa (Universidad Nacional) por sus valiosos comentarios sobre el proyecto. Al Doctor Francisco José Chávez – García por sus importantes aportes de conocimiento y experiencia con los métodos de análisis de microtemblores.

Mis más sinceros agradecimientos a mi madre María, mi hermano Roque Alexander, mi tía Cecilia y a toda mi familia Lozano Sánchez por su apoyo y entusiasmo para alcanzar esta meta. A mi esposa Olga Patricia por su colaboración y paciencia durante el tiempo de realización de esta tesis. A mis compañeros de la maestría que se han convertido en amigos incondicionales: Mónica Tabima, Alexander Sánchez, Mauricio Moreno y todos los compañeros que me acompañaron a lo largo de este proceso. A mis compañeros de trabajo, especialmente a Patricia Pedraza, Claudia Abril, Jorge Correa y Astrid Sandoval. Finalmente un reconocimiento especial a la comunidad de la ciudad de Cúcuta que facilitó la labor de instalación de las estaciones sismológicas en sus viviendas.

Resumen

Se llevó a cabo un análisis de registros de microtemblores para la determinación de perfiles de velocidad de ondas de corte, con la ejecución de arreglos lineales y circulares de estaciones sismográficas, con base en la aplicación del método de autocorrelación espacial modificado (MSPAC por su abreviatura en inglés). Cinco arreglos dispuestos en forma lineal con tiempos de registro de 30 minutos para cada una de cinco opciones de distribución de estaciones y un arreglo circular de 1 km de diámetro con tiempos de registro de 12 horas, se realizaron en la ciudad de Cúcuta. Mediante un proceso de inversión, se determinan los perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de las curvas de autocorrelación espacial. En el arreglo lineal, se obtuvo un perfil con velocidad de ondas de corte compuesto por siete capas con velocidades entre 300 m/s y 650 m/s hasta una profundidad máxima de 30 m. Para el arreglo circular, se obtuvo un perfil conformado por dos capas con velocidades de 750 m/s y 1080 m/s hasta una profundidad de 300 m y podría relacionarse con el espesor de los depósitos Cuaternarios del Río Pamplonita. El uso del método de autocorrelación espacial modificado (MSPAC) se convierte en una técnica prometedora para: la evaluación de perfiles de velocidad de ondas de corte en las capas más superficiales del subsuelo, para la determinación de los efectos de sitio en ciudades localizadas sobre cuencas sedimentarias y para complementar los estudios de microzonificación sísmica.

Palabras claves: microtemblores, curvas de autocorrelación espacial, velocidad de ondas de corte.

Abstract

Analyses of microtremors records were performed to determine shear-wave velocity profiles by using linear and circular arrays of seismograph stations and based on the Modified Spatial Auto Correlation Method-MSPAC. Five linear arrays were deployed on Cucuta, with 30 minutes duration for each of five station distribution options and a circular array of 1 km diameter with recording times of twelve hours. By means of an inversion procedure velocity profiles were determined for shear waves from the spatial autocorrelation curves. For the linear array a profile composed of seven layers with velocities in the range 300 m/s – 650 m/s was obtained with maximum depth of 30 m. For the circular array, a two layers profile with velocities of 750 m/s and 1080 m/s down to a depth of 300 m was obtained and may related to thick Quaternary deposits from Pamplonita River. The use of MSPAC becomes a promising technique to: evaluate shear-wave velocity profiles for shallow ground layer, to determine site effects for cities built on sedimentary basins and to complement seismic microzoning studies.

Keywords: microtremors, spatial autocorrelation curves, shear wave velocity.

Contenido

	Pág.
Resumen	V
Abstract.....	VI
Lista de figuras.....	IX
Lista de Símbolos y abreviaturas.....	XI
Introducción	1
1. Preliminares.....	7
1.1 Estudios previos	7
1.2 Rasgos geológicos, geomorfológicos y neotectónicos	9
1.2.1 Sistema de fallas de Boconó	10
1.2.2 Sistema de fallas de Aguas Calientes	10
1.2.3 Rasgos Geotécnicos	11
2. Datos	14
2.1 Adquisición	14
2.1.1 Localización	14
2.1.2 Geometría de los arreglos.....	15
2.1.3 Tiempo para recolección de datos.....	16
2.1.4 Consideraciones para la instalación de los equipos sismológicos	17
2.2 Series de tiempo.....	17
2.3 Instrumentación	18
2.3.1 Sensores.....	18
2.3.2 Digitalizadores.....	19
2.4 Perforaciones y geología local	20
2.5 Información sismológica	21
3. Método	23
3.1 Método de autocorrelación espacial.....	23
3.1.1 Bases del método SPAC.....	24
3.2 Método de autocorrelación espacial modificado	29
3.3 Método SPAC – Geometría lineal	33
3.4 Inversión de curvas de autocorrelación espacial.....	33
4. Resultados.....	36
4.1 Curvas de autocorrelación espacial	36

4.1.1	Arreglo lineal.....	36
4.1.2	Arreglo circular.....	38
4.2	Perfiles de velocidad de ondas de corte	40
4.2.1	Perfil de velocidad obtenido a partir del arreglo lineal	40
4.2.2	Perfil de velocidad obtenido a partir del arreglo circular	40
5.	Discusión.....	43
6.	Conclusiones y recomendaciones	47
6.1	Conclusiones.....	47
6.2	Recomendaciones.....	48
	Bibliografía	51

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1. Configuración tectónica del Norte de los Andes y de la región de la ciudad de Cúcuta.....	12
Figura 1-2. Mapa geológico con las principales estructuras y sistemas de falla en la ciudad de Cúcuta y alrededores.	13
Figura 2-1. Localización de los arreglos circular (color magenta) y lineal (color azul).....	14
Figura 2-2. Arreglo lineal en las instalaciones de la Universidad Francisco de Paula Santander.....	15
Figura 2-3. Arreglo circular de seis estaciones con estación central.	16
Figura 2-4. Registros simultáneos de microtemblores de treinta minutos de duración en la componente vertical de siete estaciones localizadas alrededor de una circunferencia con un radio aproximado de 500 m, y una estación en el centro.	18
Figura 2-5. Configuración típica de la instrumentación sismológica para el registro de microtemblores.....	19
Figura 2-6. Localización de las perforaciones realizadas en la zona de El Mosquito sobre el valle del río Pamplonita.....	20
Figura 2-7. Perfil característico obtenido de las perforaciones en la zona de El Mosquito.....	21
Figura 2-8. Localización de sismos cercanos a la ciudad de Cúcuta con magnitud local (ML) mayor a 4 (1993 – 2011).....	24
Figura 3-1. Esquema de dos sensores A y B separados por una distancia r , orientados con un acimut φ y con una onda que se propaga en la dirección θ (acimut de propagación).....	26
Figura 3-2. Funciones de Bessel para órdenes enteros de 0 (color negro), 1 (color rojo) y 2 (color azul).....	27
Figura 3-3. Procedimiento para el análisis con el método SPAC propuesto por Aki (1957).....	30
Figura 3-4. Esquema de un arreglo circular para el análisis con el método MSPAC propuesto por Bettig et al. (2001).	32
Figura 3-5. Procedimiento para el análisis con el método SPAC propuesto por Chávez – García et al. (2006).....	34
Figura 4-1. Configuración del arreglo lineal.....	36

Figura 4-2.	Curvas de autocorrelación espacial obtenidas para la configuración geométrica de arreglo lineal con distancias entre estaciones de 5 m, 10 m, 20 m, 40 m, 80 m y 160 m.....	37
Figura 4-3.	Curvas de autocorrelación espacial ajustadas a una función Bessel de orden cero, obtenidas con el arreglo lineal para distancias entre estaciones de 10 m, 20 m, 40 m y 80 m.	37
Figura 4-4.	Configuración geométrica del arreglo circular.....	38
Figura 4-5.	Curvas de autocorrelación espacial para las diferentes distancias entre estaciones (radio interior y exterior del anillo) para la configuración de arreglo circular con una apertura de 1 km de diámetro.	38
Figura 4-6.	Curvas de autocorrelación espacial ajustadas a una función Bessel de orden cero, obtenidas con el arreglo circular.....	38
Figura 4-7.	Resultados de perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de la inversión de curvas de autocorrelación espacial para el arreglo lineal.	41
Figura 4-8.	Resultados de perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de la inversión de curvas de autocorrelación espacial para el arreglo circular.	42

Lista de Símbolos y abreviaturas

Símbolos con letras latinas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
\cos	Función coseno	-	
$c(\omega)$	Velocidad de fase	m/s	
db	Decibelio	-	
$^{\circ}C$	Grado Celsius	-	
$hora$	hora	-	
Hz	Hertz	Hz	
J_0	Función Bessel de orden cero	-	
kg	Kilogramo	kg	
km	Kilómetro	1	
m	metros	m	
min	minuto	-	
M_L	Magnitud local	-	
M_w	Magnitud de momento	-	
P	Onda primaria	-	
r	Distancia entre estaciones	m	
S	Onda secundaria	-	
s	segundo	s	
T	Tiempo	s	
V	Voltio	V	
V_p	Velocidad de ondas primarias	m/s	
V_s	Velocidad de ondas de corte (ondas secundarias)	m/s	

Símbolos con letras griegas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
φ	Acimut entre dos estaciones	-	
Φ	Espectro de frecuencia de la autocorrelación	-	
v	Desplazamiento en un punto de coordenadas x	-	
ω	Frecuencia angular	rad/s	
δ	Función delta de Dirac	-	
ρ	Relación de autocorrelación espacial	-	
π	Relación entre la longitud de una circunferencia y su diámetro	-	
θ	Acimut de propagación	-	

Subíndices

Subíndice	Término
<i>0</i>	Posición inicial de una estación
<i>r</i>	Posición final de una estación

Superíndices

Superíndice	Término
<i>n</i>	Exponente, potencia

Abreviaturas

Abreviatura	Término
<i>AIS</i>	Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica
<i>EMSPAC</i>	Autocorrelación espacial modificada extendida
<i>F-K</i>	Frecuencia – Número de onda
<i>GEOPSY</i>	Geophysical Signal Database for Noise Array Processing
<i>INGEOMINAS</i>	Instituto Colombiano de Geología y Minería
<i>mps</i>	Muestras por segundo
<i>MSPAC</i>	Autocorrelación espacial modificada
<i>PSD</i>	Densidad Espectral de Potencia
<i>Qta</i>	Terrazas y aluviones recientes del Cuaternario
<i>RNAC</i>	Red Nacional de Acelerógrafos de Colombia
<i>RSNC</i>	Red Sismológica Nacional de Colombia
<i>SPAC</i>	Autocorrelación espacial
<i>SASW</i>	Análisis espectral de ondas superficiales
<i>Tmg₂</i>	Conjunto arenoso del grupo guayabo del Terciario
<i>TNO</i>	Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen

Introducción

En los últimos años, los efectos de la sacudida durante varios terremotos importantes (Colombia Mw=6.1, 1999; Indonesia Mw=9.0, 2004; Perú Mw=8.0, 2007; China Mw=7.9, 2008; Haití Mw=7.0, Chile Mw=8.8 y Nueva Zelanda Mw=7.0, 2010; Japón Mw=9.1, 2011) fueron directamente responsable de cientos y hasta miles de fatalidades. El daño a las infraestructuras y los perjuicios a las vidas humanas representan un costo incalculable para las autoridades nacionales y locales. Muchas ciudades y zonas pobladas se encuentran asentadas sobre sedimentos blandos (como los rellenos de valles de ríos, depósitos recientes, estuarios y rellenos artificiales) en los cuales la estructura del suelo actúa como un medio de amplificación para las ondas sísmicas (Bard, 1994). Este fenómeno es denominado generalmente efecto de sitio, dado que la amplitud del movimiento sísmico depende en gran parte de las propiedades locales del suelo. La determinación de las propiedades geofísicas del subsuelo, que es importante para la mitigación del riesgo, requiere ensayos e investigaciones rigurosas de las características geológicas y geotécnicas, y algunas técnicas convencionales, por ejemplo la perforación de pozos, requieren grandes inversiones, y son de difícil aplicación en zonas urbanas. Es aquí donde se resalta la importancia de técnicas de exploración geofísica como los estudios basados en el análisis de registros de microtemblores (también conocidos como ruido sísmico de fondo, microtrepidaciones, o vibraciones ambientales), que son vibraciones débiles de baja amplitud que pueden ser registrados en la superficie de la Tierra.

Las ondas superficiales se definen como las ondas que son producidas en un medio con una superficie libre, se propagan en todas las direcciones paralelas a la superficie de la Tierra, son generadas por la energía que transmiten las ondas de cuerpo incidentes y su amplitud decrece con la profundidad (Flores, 2004). Los microtemblores se consideran compuestos principalmente por ondas superficiales, ondas de cuerpo y ondas difractadas que constituyen un campo estacionario y homogéneo, lo que permite el uso de la propiedad de dispersión (Tokimatsu, 1997; Chouet *et al.*, 1998), su velocidad varía dependiendo de la frecuencia (o periodo) y se puede determinar su velocidad de fase de las ondas Rayleigh mediante un proceso de inversión (Herrmann, 1994; Wathelet *et al.*, 2004; Wathelet, 2005).

La propagación de ondas sísmicas depende, entre otros factores, de la geometría de las capas, las velocidades de las ondas compresivas (primarias, P) y de corte (secundarias, S), la densidad y las propiedades de atenuación del medio. Los métodos de exploración con microtemblores son una técnica geofísica que permite obtener la velocidad de ondas de corte y otras propiedades físicas de la estructura del subsuelo (Okada *et al.*, 1990), en capas cercanas a la superficie (a unos cientos de metros de profundidad) sin la utilización de métodos destructivos, con la ventaja sobre otras técnicas de exploración convencionales que requieren por lo general de la perforación de pozos invasivos y costosos en zonas urbanas, que conllevan inconvenientes para los habitantes. En el análisis de la respuesta del terreno al paso de las ondas sísmicas, es más importante la determinación de la estructura de velocidad de ondas de corte (V_s) que la velocidad de ondas compresivas (V_p) del subsuelo (Okada, 2003), además se ha demostrado teóricamente que este tipo de ondas ejercen una mayor influencia en el fenómeno de amplificación del terreno por efecto del movimiento sísmico (Kramer, 1996).

Los métodos que emplean ondas superficiales generadas por fuentes artificiales generalmente ofrecen una profundidad de investigación restringida (usualmente unas decenas de metros) debido al rango de frecuencia limitado de las señales (Jongmans & Demanet, 1993; Tokimatsu, 1997). Una profundidad de penetración mayor en ambientes geológicos con sedimentos blandos de gran espesor (espesores > 150 m, como en la ciudad de Cúcuta), se obtiene empleando fuentes de alta energía ricas en bajas frecuencias (Okada, 2003). Sin embargo, en zonas urbanas el uso de explosivos o generadores mecánicos es problemático debido a problemas técnicos en equipos y molestias a los habitantes de casas y edificios.

De otra parte, el contenido de frecuencias de los microtemblores es distribuido sobre un rango amplio y las mediciones por medio de arreglos de sensores (sismológicos y acelerográficos), se convierten en una opción prometedora para complementar los métodos que emplean fuentes activas (Asten & Henstridge, 1984; Tokimatsu, 1997; Bettig *et al.*, 2001; Wathelet *et al.*, 2005). La energía de los microtemblores depende de la localización de las fuentes y del contraste de impedancias entre los sedimentos blandos y el basamento rocoso (Chouet *et al.*, 1998; Milana *et al.*, 1996).

La determinación de los perfiles de Vs mediante los métodos de exploración con microtemblores generalmente se realiza en tres pasos (Okada, 2003): Primero, la obtención de registros de arreglos de microtemblores mediante una red de sismógrafos o acelerógrafos (arreglos) organizados sobre la superficie del terreno. El segundo paso consiste en la determinación de la dispersión de las ondas superficiales como una respuesta de la estructura del subsuelo bajo el arreglo de estaciones. Tercero, la estimación de la estructura del subsuelo mediante la propiedad de dispersión de las ondas superficiales, a través de un proceso de inversión.

Dentro de los métodos de exploración con microtemblores, se encuentra el método de autocorrelación espacial (SPAC por su abreviatura en inglés), esta técnica revela la naturaleza de los microtemblores y también las características del medio de propagación, mediante el uso de arreglos de forma circular perfecta (Aki, 1957). Bettig *et al.* (2001), presentan una modificación al método, permitiendo utilizar arreglos irregulares y con base únicamente en la componente vertical de los microtemblores. La nueva metodología se denominó MSPAC (método de autocorrelación espacial modificado, por su abreviatura en inglés) y se convirtió en una técnica útil para estudios realizados en zonas urbanas en las cuales es difícil obtener geometrías de arreglos circulares. El análisis incluye el cálculo de la correlación entre dos registros simultáneos de una pareja de sensores separados. Mediante un proceso de inversión, se obtienen los perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de las curvas de autocorrelación (coeficientes promediados de correlación versus frecuencia). En lo que tiene que ver con la implementación del método, existe un paquete de programas para el almacenamiento, visualización y análisis de las señales registradas llamado GEOPSY (Wathelet, 2005; Wathelet *et al.*, 2005).

En este trabajo, por primera vez en la ciudad de Cúcuta, se hace la determinación de modelos de velocidades de ondas de corte a partir del análisis de registros de microtemblores por el método MSPAC, mediante el despliegue de arreglos de sismógrafos en dos sitios de la ciudad de Cúcuta y se analizan las posibles correlaciones de los resultados geofísicos con datos de perforaciones y geología local. La integración del uso de microtemblores, la construcción de curvas de autocorrelación, el modelado de perfiles de velocidad y el cálculo de funciones de transferencia nos permiten el cálculo de la respuesta dinámica del suelo.

La ubicación de la ciudad de Cúcuta en una zona de amenaza sísmica alta (AIS 2010), implica que, durante la ocurrencia de eventos sísmicos, existe la probabilidad incrementada de que se alcancen altas aceleraciones que causen daño a la población y a las edificaciones, como por ejemplo sismos generados en la falla frontal de la Cordillera Oriental y la falla Boconó (Venezuela). De hecho, para algunos investigadores el sismo ocurrido el 18 de Mayo de 1875 (intensidad IX - X) (INGEOMINAS, 2006) posiblemente se originó en el sistema de fallas de Boconó mientras que para otros podría ser el sistema de fallas de Aguas Calientes (Singer & Beltrán, 1996; Rodríguez *et al.*, 2012). Las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente NSR-10, establecen que las capitales de departamentos y ciudades de más de 100.000 habitantes localizadas en zonas de amenaza sísmica intermedia y alta deberán armonizar las reglamentaciones municipales de ordenamiento del uso de la tierra con estudios de microzonificación sísmica.

La importancia de este proyecto, radica en que la mayor parte del desarrollo urbano y las construcciones que se están realizando actualmente (tales como edificios altos) en la ciudad de Cúcuta, están localizadas sobre terrazas y aluviones recientes, correspondientes a depósitos del Cuaternario del río Pamplonita (Alcaldía de Cúcuta, 2001, INGEOMINAS, 1982), por esta razón se eligió esta zona para instalar arreglos de estaciones sismográficas tendientes a estimar un modelo de velocidades de ondas de corte para la ciudad de Cúcuta, el cual es indispensable para el modelamiento de la respuesta dinámica y amplificación del terreno ante la ocurrencia de un evento sísmico, además de convertirse en un buen aporte para estudios futuros de microzonificación sísmica que se realicen en la ciudad.

Este documento está organizado en cinco (5) capítulos. El capítulo uno (1) contiene la información preliminar útil para contextualizar la tesis, se explican al lector los principales rasgos neotectónicos y los tipos de suelos que predominan en la ciudad de Cúcuta. En el capítulo dos (2) se exponen los parámetros empleados para el registro de microtemblores con arreglos de estaciones sismológicas, así como una breve revisión de la actividad sísmica que ha afectado a la zona en estudio. En el capítulo tres (3) se presenta el desarrollo matemático en el que se sustenta el método de autocorrelación espacial (SPAC) y el método modificado (MSPAC), y se comentan además algunas limitaciones importantes al emplear los métodos. El capítulo cuatro (4) contiene los resultados obtenidos, presentando las curvas de autocorrelación y dispersión generadas con el uso del método de autocorrelación espacial modificado (MSPAC) y los perfiles de velocidad de ondas de corte creados a partir de la inversión de estas curvas. Finalmente, en el capítulo cinco (5) se discuten los resultados obtenidos, el capítulo seis (6) corresponde a las conclusiones y se finaliza con el capítulo siete (7) que contiene la bibliografía utilizada.

1. Preliminares

1.1 Estudios previos

La estructura de velocidad de ondas de corte es un elemento importante para la determinación de la amplificación de las ondas sísmicas y de efectos de sitio en depósitos de suelo blando. El análisis de registros obtenidos con arreglos de microtemblores es empleado en la actualidad como un procedimiento de bajo costo para determinar las propiedades y la estructura del subsuelo (Okada, 2003; Apostolidis *et al.*, 2004; Morikawa *et al.*, 2004). Adicionalmente, el método de arreglos de microtemblores es menos costoso comparado con métodos invasivos como la prospección geofísica y las perforaciones (García-Jerez *et al.* 2008).

Entre las técnicas más conocidas, se encuentra el método frecuencia – número de onda F–K (Capon, 1969) y el método de autocorrelación espacial SPAC (Aki, 1957). Asimismo, técnicas como el análisis espectral de ondas superficiales (SASW por sus siglas en inglés), han demostrado su utilidad en el estudio de la estructura de la velocidad de ondas de corte en el subsuelo (Stokoe *et al.*, 1989; Tokimatsu, 1997; Foti *et al.*, 2003; Socco & Strobbia, 2004). El método SPAC, emplea un arreglo de estaciones circular con una estación central y es de utilidad para estimar la velocidad de ondas de corte en la estructura del subsuelo (Okada *et al.*, 1990; Matsuoka *et al.*, 1996; Kudo *et al.*, 2002; Okada, 2003). En el método SPAC, las curvas de dispersión de las ondas superficiales se construyen analizando las correlaciones promediadas entre microtemblores

registrados en diferentes estaciones y son utilizadas para caracterizar la estructura del medio. El método se basa en el análisis estadístico de la señal observada y uno de los presuntos básicos considera los registros de microtemblores como constituidos principalmente por frentes planos de ondas superficiales, estacionarias en el tiempo y en el espacio (Aki, 1957; Bettig *et al.*, 2001).

El modelo matemático original propuesto por Aki (1957) postula un número infinito de estaciones a lo largo de un círculo, con una estación central. Bettig *et al.*, (2001) modificó y extendió la técnica original del método SPAC para adaptarla a arreglos con geometrías diferentes a la circular, el resultado fue el método de autocorrelación espacial modificado (MSPAC por su abreviatura en inglés). En este método se pueden realizar arreglos de estaciones con geometría irregular y se consideran las variaciones en distancia y acimut entre pares de estaciones. Ohori *et al.*, (2002) introdujeron un procedimiento de SPAC adecuado para arreglos más complejos, el cuál emplea períodos más largos de las ondas Rayleigh y tiene aplicación para regiones mayores. Otros autores han propuesto métodos para calcular las curvas de dispersión de las ondas Rayleigh y Love basados en las componentes horizontales de los microtemblores registrados por un arreglo circular (Cho *et al.*, 2006 y García – Jerez *et al.*, 2006, 2008). Una modificación al método SPAC original fue propuesta por Chavez – Garcia *et al.* (2006) en la que se emplea una geometría lineal con diferentes espaciamientos entre las estaciones que componen el arreglo, eliminando la restricción de una geometría particular si se cumplen las condiciones de estacionariedad de los microtemblores. Un nuevo coeficiente SPAC para arreglos circulares finitos ha sido propuesto por Shabani *et al.*, (2010), por medio del análisis con la técnica de MSPAC extendido (EMSPAC por su abreviatura en inglés).

1.2 Rasgos geológicos, geomorfológicos y neotectónicos

La región en la que se encuentra situada la ciudad de Cúcuta se localiza sobre una zona tectónicamente compleja de transformación de un régimen transcurrente dextral del sistema de fallas de Boconó a un régimen sinistral inverso del sistema de fallas Bramón – Chucarima, en la zona de frontera colombo – venezolana, denominada como Depresión del Táchira (Singer & Beltrán, 1996) (Figura 1-1), la zona donde chocan los dos sistemas de fallas se ha identificado como el Indentor de Pamplona (Boinet *et al.*, 1985). Esta complejidad tectónica se refleja en la morfología del paisaje de la parte Suroeste de la falla de Boconó al entrar a Colombia, marcando un cambio desde una zona con topografía plana de la Depresión del Táchira subyacente por formaciones terciarias y cuaternarias a una zona alta que alcanzan elevaciones de 2500 m de rocas mesozoicas (INGEOMINAS, 2009a). Sobre esta misma región confluyen las dos trazas principales del sistema de fallas de Boconó que corresponden a la falla Aguas Calientes y la falla Palo Colorado – Boconó, con el sistema de fallas Chucarima – Chitagá (Figura 1-1).

El relieve en la parte Suroeste de Cúcuta entre los ríos Pamplonita y Zulía, sube abruptamente donde las formaciones cretácicas y terciarias forman estructuras anticlinales que alcanzan 1800 m de altura aproximadamente. Los pliegues formados en el pre-Cuaternario fueron afectados por el movimiento de las fallas del sistema Boconó durante el Cuaternario, generando deformaciones intensas a lo largo de estas fallas (INGEOMINAS, 2009a).

Las evidencias de actividad neotectónica en cercanías de la ciudad de Cúcuta están caracterizadas morfológicamente por rasgos como: Alineación de valles y depresiones de fallas (Valles de los ríos Táchira, Pamplonita y Zulía); trazas de fallas y lineamientos (Palo Colorado - Boconó, Aguas Calientes) que forman parte del sistema de fallas de Boconó; terrazas levantadas (en las zonas de Juan Atalaya, Libertad y Belén); escarpes de falla (en las zonas de la Loma de Bolívar, San Rafael y Santo Domingo); canales fluviales desplazados; lomos de falla y otros rasgos geomorfológicos típicos de fallamiento de rumbo (Flórez y Pedroza, 2006).

1.2.1 Sistema de fallas de Boconó

La traza principal del sistema de fallas de Boconó en Colombia es denominada por Boinet *et al.* (1985) como la falla Palo Colorado e INGEOMINAS (2009a) designa el nombre de falla Palo Colorado – Boconó. Tiene una longitud aproximada de 25 km, desde el cauce del río Táchira hacia Colombia, antes de acoplarse con el sistema de fallas Pamplona – Mercedes (Figura 1-1), esta se caracteriza porque pone en contacto la secuencia cretácica con una topografía más abrupta y elevada con la secuencia terciaria que presenta un relieve bajo (INGEOMINAS, 2009b). A lo largo de su traza, la falla de Boconó presenta un gran número de cambios de pendiente, facetas triangulares, bermas de falla, contraescarpes y deflexiones de drenaje en sentido dextral.

1.2.2 Sistema de fallas de Aguas Calientes

La prolongación de este sistema de fallas que viene desde Venezuela, está asociado al sismo del 18 de mayo de 1875 (Singer & Beltrán, 1996), tiene una longitud aproximada de 21.5 km con una dirección NEE – SWW y sobresale por los cambios estratigráficos de la secuencia terciaria hasta invertirla. Al W, la falla toma un rumbo cercano N – S antes

de su acoplamiento con el sistema de fallas Pamplona – Las Mercedes (INGEOMINAS, 2009b) (Figura 1-1). Estudios paleosismológicos a partir de información de trincheras excavadas sobre este sistema de fallas, evidencian desplazamientos en superficie del orden de 1 m por evento (INGEOMINAS, 2009a).

1.2.3 Rasgos Geotécnicos

El subsuelo de la ciudad de Cúcuta está conformado por las terrazas y aluviones recientes (Qta) del Cuaternario y por el conjunto arenoso del Grupo Guayabo (Tmg2) del Terciario (Figura 1-2). Los sedimentos cuaternarios están constituidos por gravas, arenas y arcillas. Las rocas terciarias están conformadas por conglomerados, areniscas conglomeráticas y arcillolitas. El mayor espesor de sedimentos de la zona coincide con el eje del Sinclinal de Cúcuta (INGEOMINAS, 1982) (Figura 1-2). Según la morfología general de los terrenos de apoyo de las edificaciones, la geotecnia de la ciudad incluye dos zonas típicas: asentamientos ubicados sobre materiales de colina y sobre suelos de valle. En el sector central de Cúcuta no se conoce el espesor exacto de los sedimentos que constituyen los depósitos cuaternarios; pero se han sugerido espesores mayores a 150 m (INGEOMINAS, 1982).

Figura 1-1. Configuración tectónica del Norte de los Andes y de la región de la ciudad de Cúcuta. A. Mapa neotectónico de Colombia con los principales sistemas de fallas (Modificado de Taboada et al., 2000; Paris et al., 2000; Trenkamp et al., 2002; Bird, 2003). B. Mapa con los principales sistemas de fallas en la región de Cúcuta y alrededores (Modificado de INGEOMINAS, 2009a; Sandoval & Romero, 2013).

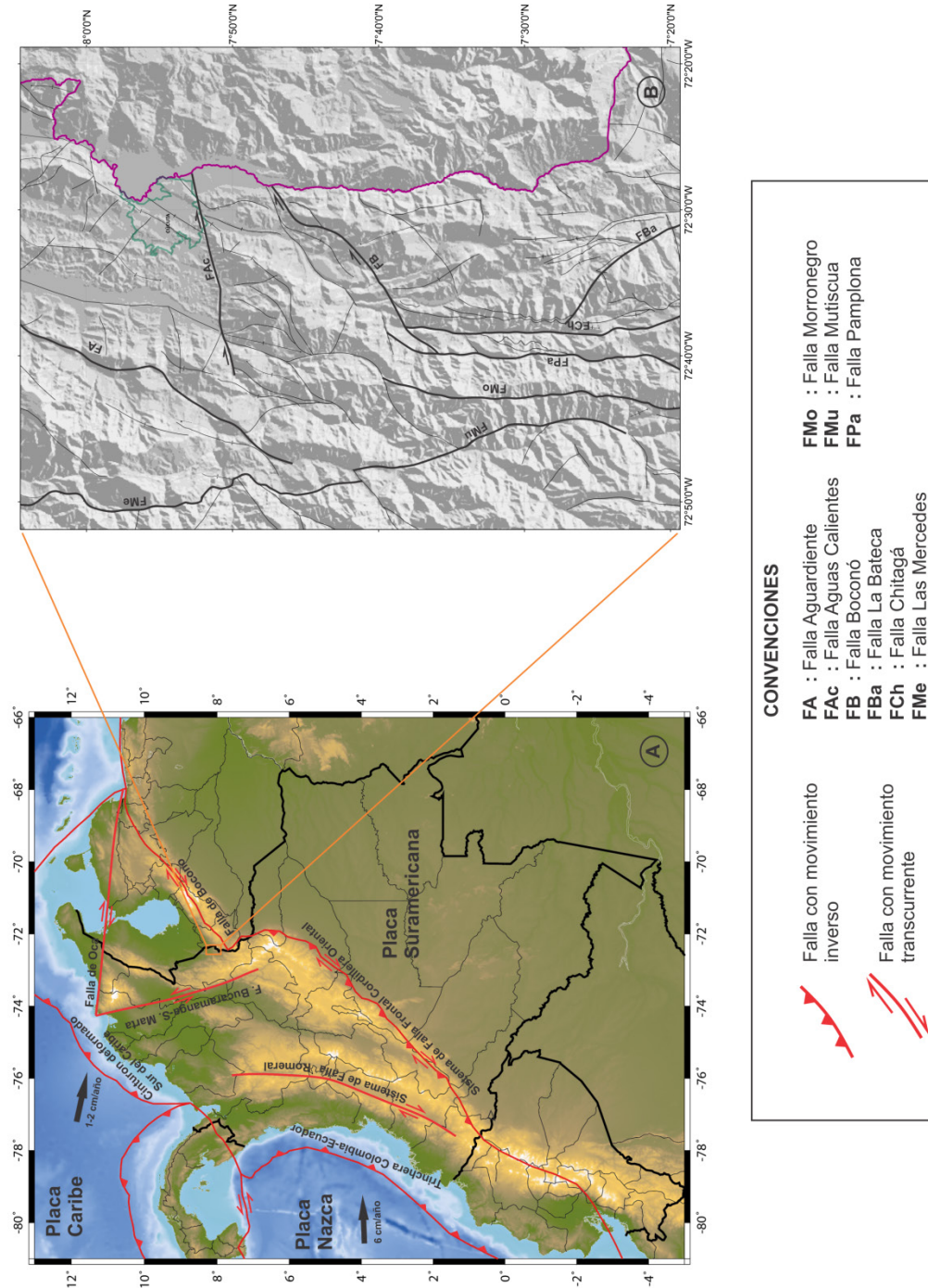
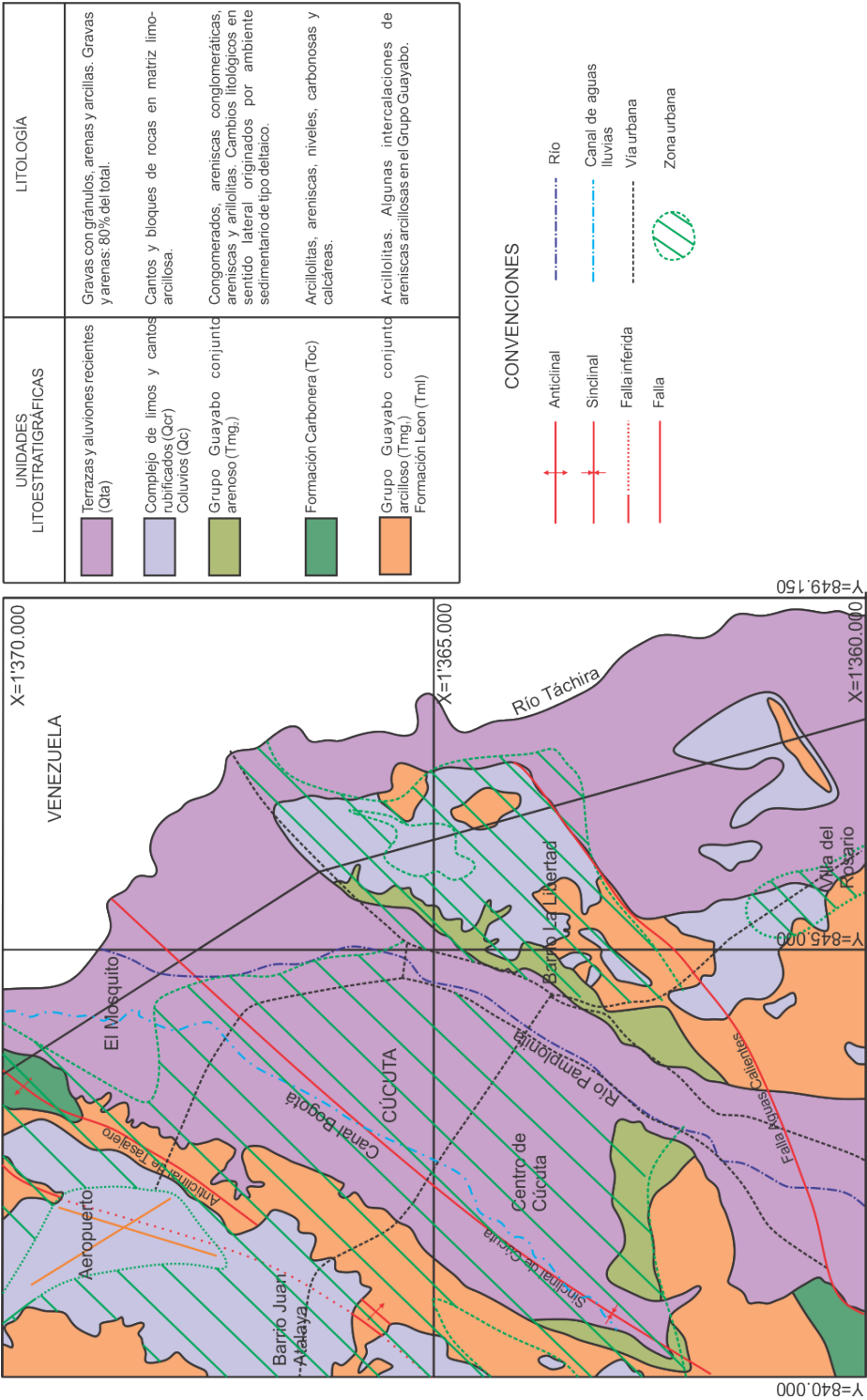


Figura 1-2. Mapa geológico con las principales estructuras y sistemas de falla en la ciudad de Cúcuta y alrededores. (Compilado de INGEOMINAS, 1982, 1998, 2009a; Alcaldía de Cúcuta, 2001).



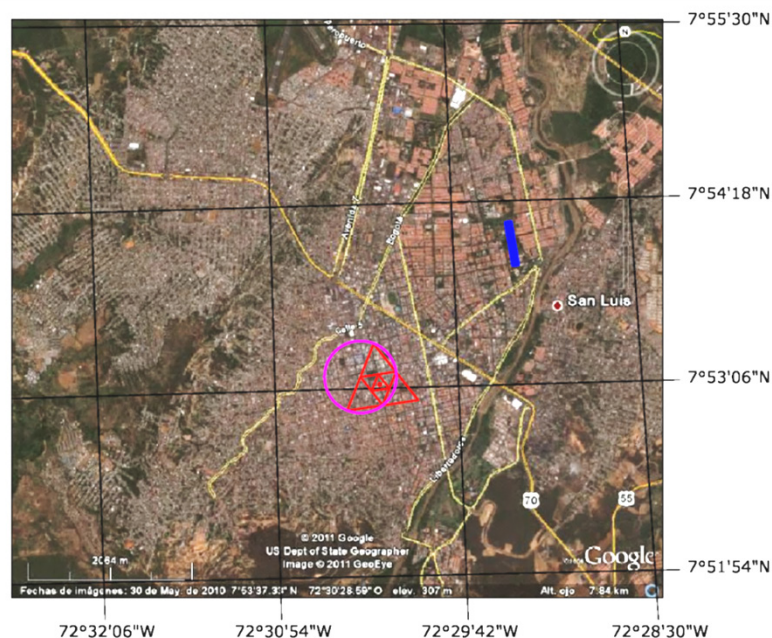
2. Datos

2.1 Adquisición

2.1.1 Localización

La zona de estudio se encuentra localizada en la ciudad de Cúcuta (Colombia), los arreglos se realizaron en el centro de la ciudad (configuración circular) y en las instalaciones deportivas de la Universidad Francisco de Paula Santander (configuración lineal), sitios que se encuentran sobre depósitos de terrazas y aluviones recientes (Alcaldía de Cúcuta, 2001; INGEOMINAS, 1982). En la Figura 2-1 se muestra la ubicación de las zonas donde se desplegaron los arreglos.

Figura 2-1. Localización de los arreglos circular (color magenta) y lineal (color azul). Modificada a partir de imagen obtenida de Google Earth.



2.1.2 Geometría de los arreglos

Las configuraciones geométricas que se utilizaron para los arreglos de microtemblores, corresponden a lineal y circular. El arreglo lineal se desplegó en el año 2009 en las instalaciones deportivas de la Universidad Francisco de Paula Santander. Se alcanzaron longitudes de 10 m, 20 m, 40 m, 80 m y 160 m, para cada una de las configuraciones del arreglo (Figura 2-2).

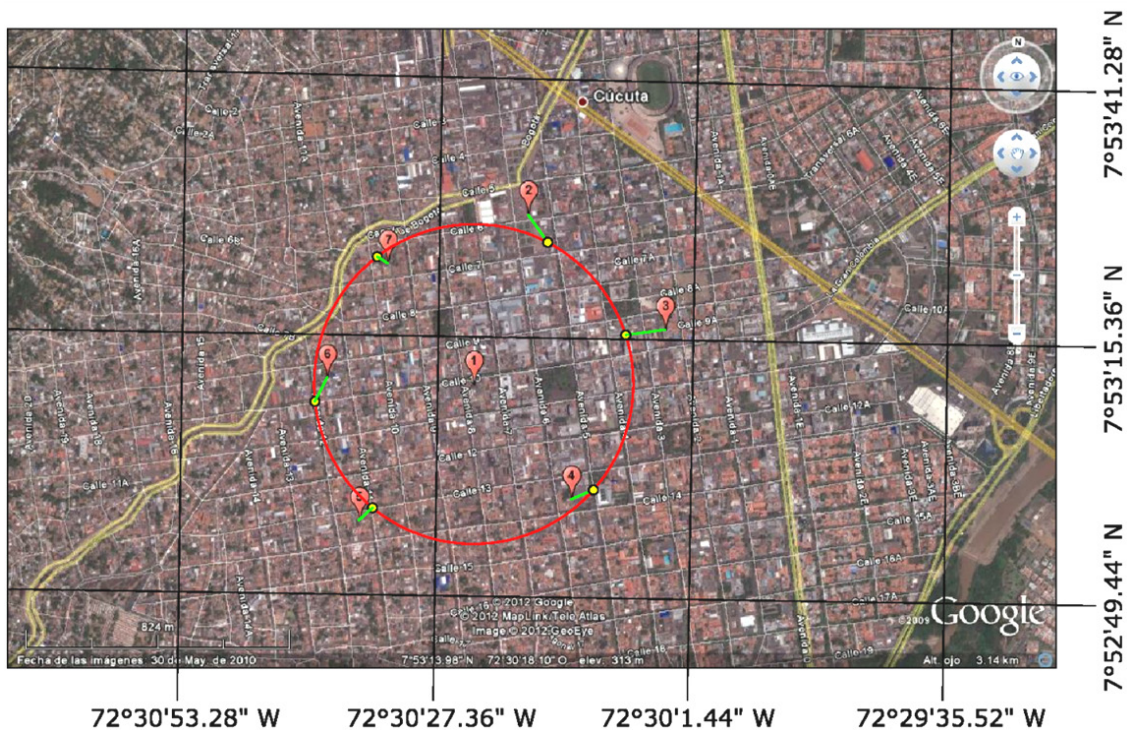
Figura 2-2. Arreglo lineal en las instalaciones de la Universidad Francisco de Paula Santander. Círculo rojo: estación fija durante el experimento. Círculos amarillos: longitudes de 10, 20, 40, 80 y 160 m alcanzadas para cada una de las configuraciones del arreglo. Modificada a partir de imagen obtenida de Google Earth.



Un arreglo circular de seis estaciones más una estación central, con una apertura cercana a los 1000 m de diámetro, se realizó en el año 2010 en el centro de la ciudad de Cúcuta (Figura 2-3), la posición de las estaciones sismológicas varía con respecto a una

geometría circular debido a la presencia de obstáculos que no permitían la instalación de los sensores sobre suelo.

Figura 2-3. Arreglo circular de seis estaciones con estación central. Las estaciones reales (globos rosados) se ubican con una leve desviación con respecto al círculo perfecto, de color rojo. Los puntos amarillos corresponden a la localización teórica sobre el círculo. Las líneas verdes indican la distancia de las estaciones instaladas con respecto a las teóricas. Modificada a partir de imagen obtenida de Google Earth.



2.1.3 Tiempo para recolección de datos

Para el arreglo lineal se estableció una duración de registros de 30 min, debido a que se tienen distancias cortas entre las estaciones. El arreglo circular operó de manera continua, registrando microtemblores durante 12 horas en período nocturno para

garantizar la estacionareidad de los microtemblores y evitar la influencia del ruido cultural.

2.1.4 Consideraciones para la instalación de los equipos sismológicos

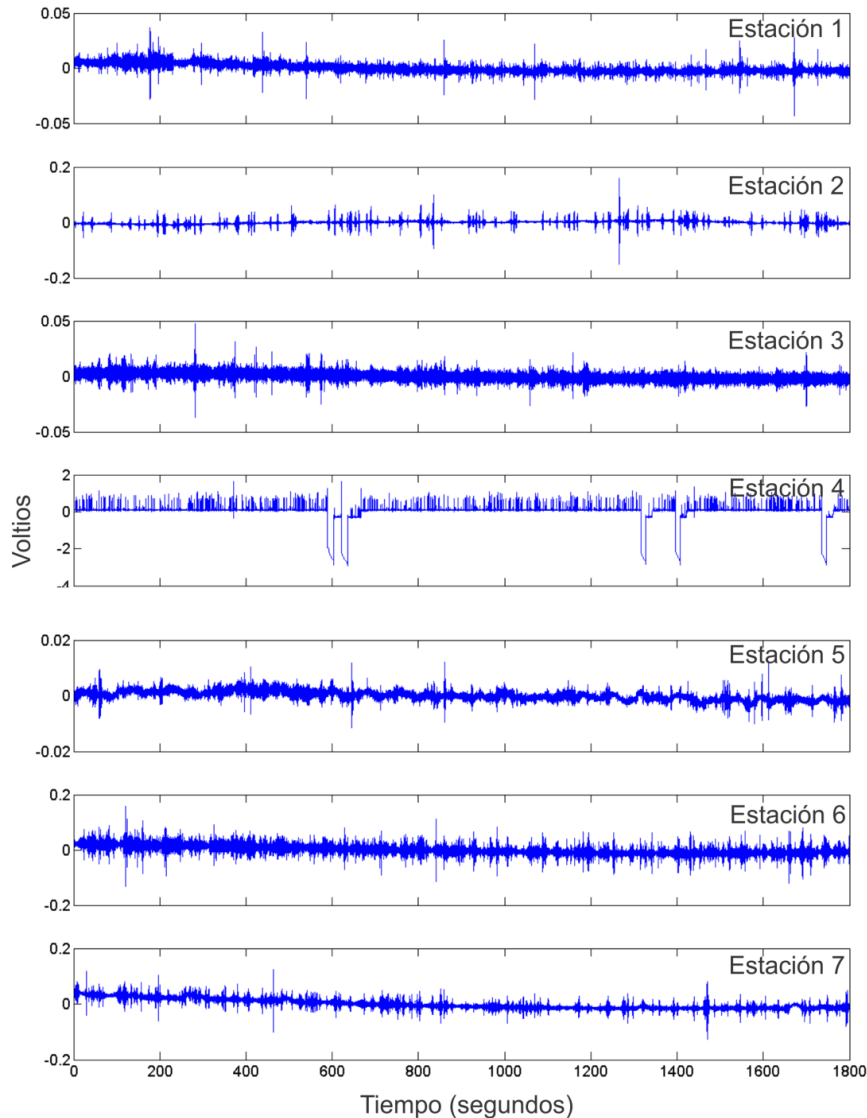
Existen algunos estándares para el despliegue de los instrumentos de medición (Okada, 2003; Flores, 2004). Durante la fase de instalación se tuvieron en cuenta los siguientes aspectos que sirven de referencia para estudios futuros:

- El sensor debe ubicarse sobre suelo y no sobre alguna superficie de concreto o asfalto.
- La tasa de muestreo para todos los sensores en los arreglos es de 100 mps.
- Mantener el sensor en reposo por lo menos durante una hora, antes de comenzar a registrar.
- Evitar áreas cercanas a fuentes de ruido cultural que distorsionan la estacionareidad de los microtemblores requeridos para los datos.

2.2 Series de tiempo

Los microtemblores se registraron con estaciones sismológicas equipadas con un digitalizador Taurus y sensor Trillium 120 (Nanometrics, 2006, 2007). Los datos típicos de microtemblores registrados simultáneamente en los sensores se ilustran en la Figura 2-4. Las series de tiempo se representan en el eje horizontal con el tiempo en segundos y en el eje vertical en voltios.

Figura 2-4. Registros simultáneos de microtemblores de treinta minutos de duración en la componente vertical de siete estaciones localizadas alrededor de una circunferencia con un radio aproximado de 500 m, y una estación en el centro. El eje horizontal representa el tiempo en segundos y el eje vertical la amplitud en Voltios.



2.3 Instrumentación

2.3.1 Sensores

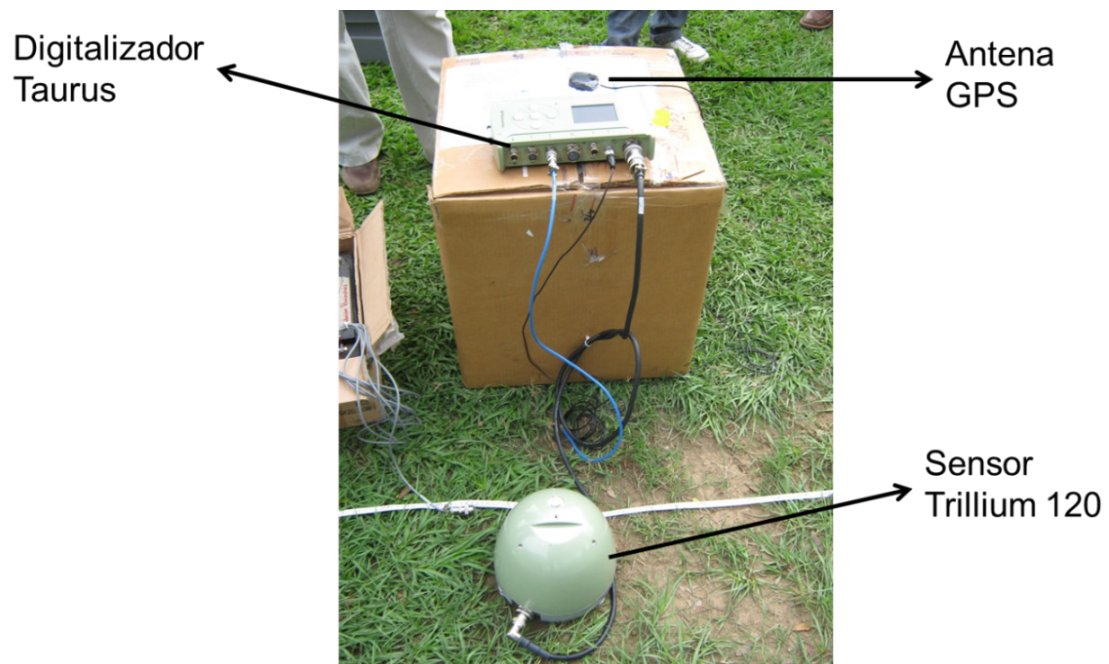
Se utilizaron sismómetros triaxiales tipo Trillium 120 de banda ancha, marca Nanometrics (Figura 2-5), con un rango de frecuencia en el cual la respuesta es plana en el rango 120

s - 0.02 s, sensibilidad de 1201 V/m/s, voltaje de salida 40 V (pico a pico) diferencial y peso de 7.2 kg (Nanometrics, 2006).

2.3.2 Digitalizadores

Los digitalizadores tipo Taurus, marca Nanometrics (Figura 2-5) cuentan con capacidad para tres canales, con resolución de 24 bits, sensibilidad nominal de 1 cuenta/ μ V, rango dinámico mayor que 141 db, voltaje máximo de entrada de 40 V (pico a pico) diferencial y tasa de muestreo variable por el usuario entre 10 y 500 mps. Estos digitalizadores almacenan los datos en un disco tipo *flash* compacto (capacidad hasta 4 Gb) o en una unidad de disco de 1.8" (capacidad de 20 a 60 Gb), operación en un rango de temperatura de -20°C a 60°C y posee un peso de 1.8 kg. (Nanometrics, 2007).

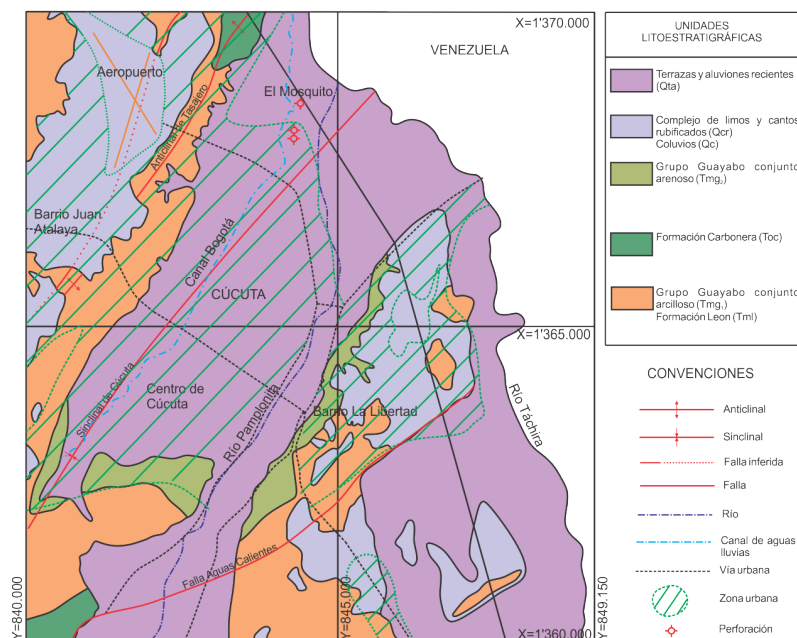
Figura 2-5. Configuración típica de la instrumentación sismológica para el registro de microtemblores.



2.4 Perforaciones y geología local

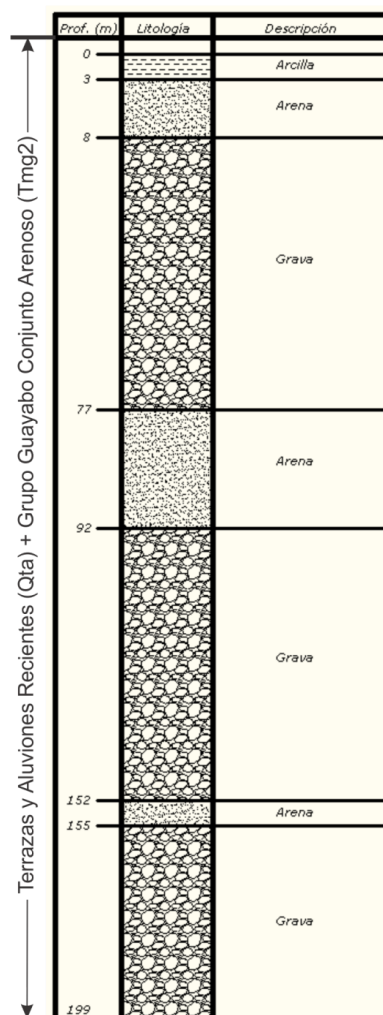
En el año de 1981, el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico – Mineras (INGEOMINAS) y el Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen (TNO) realizaron cuatro perforaciones denominadas El Mosquito I-IV, en el valle del río Pamplonita al norte de Cúcuta (Figura 2-6), enfocadas hacia el estudio hidrogeológico para el abastecimiento de agua en la ciudad (INGEOMINAS, 1982).

Figura 2-6. Localización de las perforaciones realizadas en la zona de El Mosquito sobre el valle del río Pamplonita. Las cruces con círculos rojos representan la ubicación de las perforaciones en el mapa (Compilado de INGEOMINAS, 1982, 1998, 2009a; Alcaldía de Cúcuta, 2001).



Las perforaciones alcanzaron profundidades de 166 m, 199 m y 107 m. En la Figura 2-7 se presenta un perfil característico de las Terrazas y Aluviones Recientes (Qta) del Cuaternario y el Conjunto Arenoso del Grupo Guayabo (Tmg2) del Terciario (INGEOMINAS, 1982).

Figura 2-7. Perfil característico obtenido de las perforaciones en la zona de El Mosquito. Modificado de INGEOMINAS (1982).



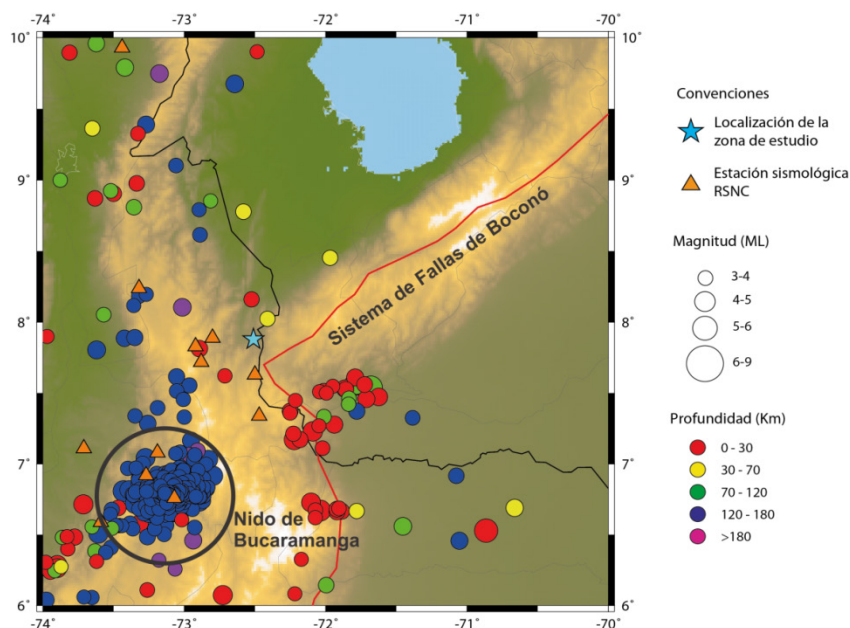
2.5 Información sísmológica

Desde el punto de vista de la actividad sísmica, los terremotos más destacados que han afectado la región han sido los ocurridos el 16 de enero de 1644 (Pamplona), 15 de febrero de 1796 (Pamplona), 18 de mayo de 1875 (Cúcuta), 8 de julio de 1950 (Arboledas, M 6.7) y 17 de octubre de 1981 (Cúcuta, Mw 5.9). El sismo del 18 de mayo de 1875, involucró una violenta sacudida que destruyó casi en su totalidad a las

poblaciones de Cúcuta y Villa del Rosario en Colombia y varias poblaciones limítrofes como San Antonio y Ureña en Venezuela (INGEOMINAS, 2006).

Los reportes que describen los daños, indican que en la zona epicentral, comprendida por las poblaciones de Cúcuta y Villa del Rosario en Colombia, y San Antonio y Ureña en Venezuela, no quedó ninguna construcción habitable (INGEOMINAS, 2006). Los estudios actuales de microzonificación sísmica y microtemblores son importantes dado que es probable que un terremoto como el de 1875 vuelva a ocurrir y esta vez, debido al crecimiento de la ciudad, sea mayor el número de víctimas fatales y daños materiales. La Figura 2-8 muestra la localización de epicentros de sismos con magnitud local mayor a 4 cercanos a la ciudad de Cúcuta en el periodo 1993 – 2011, registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), en la que se observa la influencia del “Nido Sísmico de Bucaramanga” y del sistema de fallas de Boconó.

Figura 2-8. Localización de sismos cercanos a la ciudad de Cúcuta con magnitud local (ML) mayor a 4 (1993 – 2011). Fuente: Servicio Geológico Colombiano.



3. Método

3.1 Método de autocorrelación espacial

La idea original de analizar registros de vibración ambiental fue formulada por Aki (1957), quien propuso analizar la correlación espacial del ruido y así determinar la información sobre la estratificación del sitio a partir de la interpretación de las ondas superficiales. El ruido sísmico ambiental medido por un arreglo de estaciones se ha convertido en un método prometedor para la determinación del perfil de velocidad de onda de corte (V_s) (Milana *et al.*, 1996, Scherbaum, 2003, Wathelet, 2005). El método incluye los dos siguientes presuntos: (1) que las reverberaciones se componen principalmente de ondas superficiales y (2) que el modo fundamental de las ondas Rayleigh domina en la componente vertical. En términos generales la técnica es aplicada mediante la siguiente secuencia de pasos: (1) registro de señales simultáneas en varios sensores sismológicos, configurados en un arreglo con una geometría preferiblemente circular; (2) análisis de los registros que comprende el cálculo de la autocorrelación espacial; cuya dependencia de la frecuencia está íntimamente ligada a la velocidad de fase, de la cual se construye la curva de dispersión; (3) inversión de las curvas de autocorrelación o de dispersión obtenidas en el paso 2 para construir los perfiles de velocidad de ondas de corte en el sitio de observación.

3.1.1 Bases del método SPAC

El método original de Aki (1957) ha sido revisado para responder a problemas prácticos, especialmente en arreglos irregulares desplegados sobre el terreno (Bettig *et al.*, 2001). El presunto básico del método consiste en considerar al ruido ambiental como constituido principalmente de ondas superficiales, con un frente de ondas planas, estacionarias en el tiempo y en el espacio, que se presentan en un medio isotrópico. Estos presuntos, permiten la simplificación de las ecuaciones.

Las bases de este análisis consisten en calcular la correlación entre dos registros simultáneos de dos sensores separados por una distancia r y orientadas a lo largo de una línea con acimut φ . Las siguientes ecuaciones son resumidas de Aki (1957), para más detalles el lector es referido al artículo original. La autocorrelación durante un intervalo de tiempo T , entre dos señales separadas por una distancia r se define por:

$$\phi(r) = \frac{1}{T} \int_0^T v_0(t) v_r(t) dt \quad (3.1)$$

Donde: $v_0(t) = u(x_0, t)$ es el desplazamiento en un punto de coordenadas x_0 en el tiempo t , y $v_r(t) = u^*(x_0 + r, t)$ es el desplazamiento en un punto de coordenadas $x_0 + r$ en el tiempo t .

En el caso de una onda dispersiva sencilla, Aki (1957), usando la relación entre espectros en el tiempo y en el espacio, mostró que la función de autocorrelación puede expresarse como:

$$\phi(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \Phi(\omega) \cos\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right) d\omega \quad (3.2)$$

Donde $\phi(\omega)$ es el espectro de frecuencia de la autocorrelación, ω es la frecuencia angular y $c(\omega)$ es la velocidad de fase, dependiente de la frecuencia. Cuando la onda es filtrada en una banda estrecha alrededor de la frecuencia ω_0 , si $P(\omega_0)$ es la densidad espectral de potencia (PSD por su abreviatura en inglés) y δ la función delta de Dirac, se tiene que:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_0) \delta(\omega - \omega_0) \quad (3.3)$$

Por lo tanto la ecuación (3.2) se convierte en:

$$\phi(r, \omega_0) = \frac{1}{\pi} P(\omega_0) \cos\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right) \quad (3.4)$$

Y definimos la relación de autocorrelación espacial como $\rho(r, \omega_0) = \frac{\phi(r, \omega_0)}{\phi(0, \omega_0)}$, se tiene que:

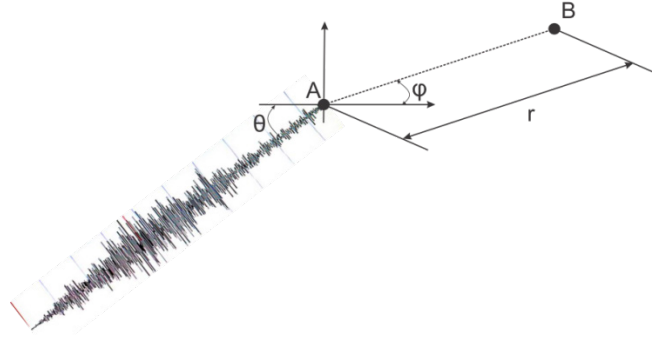
$$\rho(r, \omega_0) = \cos\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} * r\right) \quad (3.5)$$

La ecuación 3.5 puede ser invertida para obtener la curva de dispersión $c(\omega_0)$.

En el caso más general en el que la dirección de propagación de las ondas consideradas no se conoce, debe tomarse en cuenta la diferencia entre el acimut de propagación θ , y el acimut φ de la línea en la dirección que une las estaciones, la velocidad aparente del acimut φ es entonces $c(\omega)/\cos(\theta - \varphi)$. Para una onda con acimut de propagación θ (Figura 3-1), la ecuación 3.5 se escribe:

$$\rho(r, \varphi, \omega_0) = \cos\left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)} \cos(\theta - \varphi)\right) \quad (3.6)$$

Figura 3-1. Esquema de dos sensores A y B separados por una distancia r , orientados con un acimut φ y con una onda que se propaga en la dirección θ (acimut de propagación). Modificado de Cadet (2007).



La ecuación 3.6 indica que la relación ρ decrece rápidamente con el incremento de la frecuencia a lo largo de la dirección de propagación ($\varphi = \theta$), y que en el caso ideal, debe ser constante a lo largo del frente de onda ($\varphi = \theta \pm \pi/2$). Aunque la representación gráfica de ρ puede dar una estimación de la dirección de propagación (mediciones simultáneas a lo largo de diferentes acimuts), en general, θ no es conocido. Es necesario introducir $\bar{\rho}$, un promedio acimutal en la relación de autocorrelación:

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \rho(r, \varphi, \omega_0) d\varphi \quad (3.7)$$

Entonces para una onda filtrada alrededor de ω_0 , usando la ecuación (3.6), obtenemos:

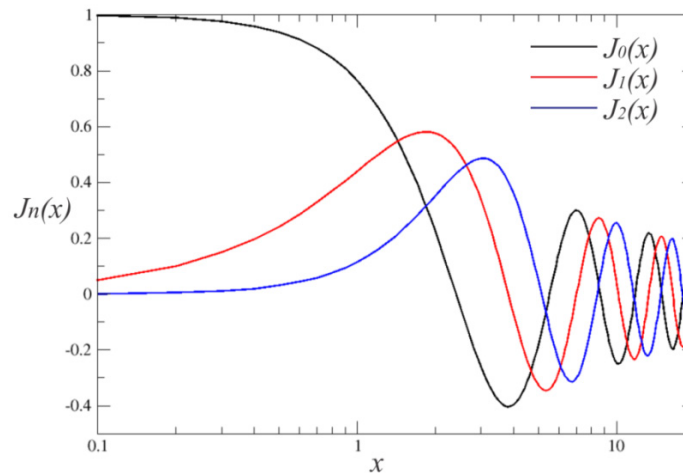
$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)}\right) \quad (3.8)$$

Donde J_0 es la función Bessel de orden cero:

$$J_0(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \cos(x \cos(\varphi)) d\varphi \quad (3.9)$$

Ejemplos de funciones Bessel de orden cero, uno y dos se muestran en la Figura 3-2 y se caracterizan por su inicio desde un valor de 1, presentando luego un decaimiento oscilatorio con respecto a la frecuencia.

Figura 3-2. Funciones de Bessel para órdenes enteros de 0 (color negro), 1 (color rojo) y 2 (color azul).



La obtención de un valor medio requiere una consideración de un gran número de ventanas temporales de longitud T , en muchos pares de estaciones separadas la misma distancia y con acimut variable. En el caso de una onda Rayleigh registrada en la componente vertical y descartando el índice de frecuencia ω_0 , la ecuación (3.8) da:

$$\bar{\rho}_z(r, \omega) = J_0\left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)}\right) \quad (3.10)$$

Donde $c_R(\omega)$ es la velocidad de fase de las ondas Rayleigh (que son dispersivas). El término $\bar{\rho}_z(r, \omega)$ puede obtenerse midiendo $\rho_z(r, \varphi, \omega)$ para varias estaciones localizadas sobre un semicírculo de radio r con una estación de referencia en el centro. Conociendo $\bar{\rho}_z(r, \omega)$ en diferentes valores de la frecuencia, la velocidad de fase $c_R(\omega)$ puede calcularse. En el caso de ondas polarizadas, la relación de autocorrelación espacial $\bar{\rho}_r(r, \omega)$ y $\bar{\rho}_\varphi(r, \omega)$ debe calcularse, en la misma forma, para las componentes radial y tangencial, respectivamente.

$$\bar{\rho}_r(r, \omega) = \alpha \left[J_0\left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)}\right) - J_2\left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)}\right) \right] + (1 - \alpha) \left[J_0\left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)}\right) + J_2\left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)}\right) \right] \quad (3.11)$$

$$\bar{\rho}_\varphi(r, \omega) = \alpha \left[J_0\left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)}\right) + J_2\left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)}\right) \right] + (1 - \alpha) \left[J_0\left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)}\right) - J_2\left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)}\right) \right] \quad (3.12)$$

Donde $\alpha(\omega)$ representa la proporción de energía de las ondas Rayleigh en el campo de ondas ($0 < \alpha < 1$). Midiendo $\bar{\rho}_z$, $\bar{\rho}_r$, $\bar{\rho}_\varphi$ y usando las ecuaciones (3.10), (3.11) y (3.12),

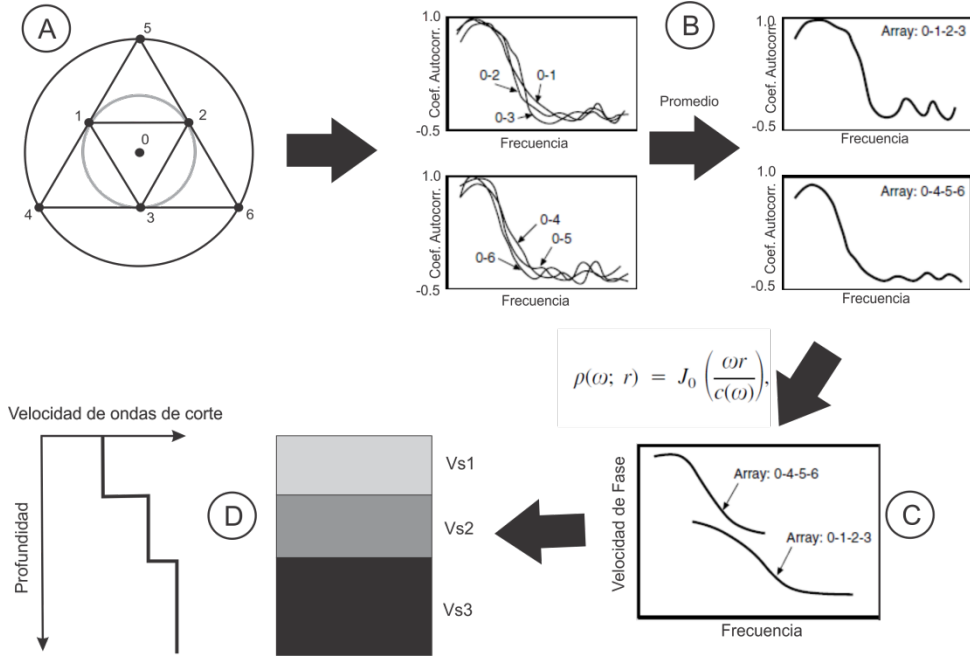
se pueden estimar las velocidades de fase $c_R(\omega)$ y $c_L(\omega)$ y la proporción para cada modo.

Un resumen del método SPAC propuesto por Aki (1957) se presenta en la Figura 3-3, mediante el siguiente proceso: Primero, se despliega el arreglo circular para el registro de microtemblores (Figura 3-3A). Segundo, se determinan las curvas de autocorrelación espacial para las parejas de estaciones que están separadas a la misma distancia y se efectúa el promedio de las curvas (Figura 3-3B). Tercero, mediante la ecuación 3.8 es posible obtener la curva de velocidad de fase de ondas superficiales con respecto a la frecuencia para cada una de las curvas de autocorrelación espacial promediadas (Figura 3-3C). Cuarto, se construyen los perfiles de velocidad de ondas de corte empleando un algoritmo de inversión de curvas de velocidad de fase (Figura 3-3D), por ejemplo, el algoritmo propuesto por Herrmann (1994).

3.2 Método de autocorrelación espacial modificado

En esta sección se presentan brevemente los pasos principales usados para mejorar el método SPAC, para más detalles, referirse al artículo de Bettig *et al.* (2001). El coeficiente de autocorrelación se calcula para varios pares de sensores separados por la misma distancia r . Cada par es una línea que conecta los dos sensores, orientados en un acimut φ (Figura 3-1). El coeficiente de autocorrelación que corresponde a una distancia r , es determinado por el promedio acimutal. Una buena distribución acimutal de estaciones permite obtener valores más estables del coeficiente de autocorrelación para una distancia r dada.

Figura 3-3. Procedimiento para el análisis con el método SPAC propuesto por Aki (1957). A. Arreglo de estaciones para el registro de microtemblores. B. Cálculo de las curvas de autocorrelación espacial promediadas. C. Cálculo de las curvas de velocidad de fase de ondas superficiales. D. Construcción del perfil de velocidad de ondas de corte. Modificado de Morikawa (2004).



Debido a que es difícil sobre el terreno establecer los sitios para un arreglo circular perfecto (por ejemplo: presencia de edificios, vegetación, fuentes de ruido cultural), entonces la distancia entre estaciones es definida por un intervalo de radios, modificando el método SPAC original para que pueda ser utilizado en arreglos de geometría irregular. La nueva metodología se denominó MSPAC (método de autocorrelación espacial modificado, por su abreviatura en inglés) y se convirtió en una técnica útil para estudios realizados en zonas urbanas (Bettig *et al.*, 2001).

Para un anillo r_1-r_2 el coeficiente de autocorrelación se define por:

$$\bar{\rho}_{r_1 r_2}(\omega) = \frac{1}{\pi} \sum_{r_1 < r_{ij} < r_2} \rho(r_{ij}, \varphi_{ij}, \omega) \Delta \varphi_{ij} \quad (3.13)$$

Con el acimut promedio $\Delta\varphi_{ij}$, de una pareja de estaciones i e j , definido por:

$$\Delta\varphi_{ij} = \frac{(\varphi_{ij+1} - \varphi_{ij-1})}{2} \quad (3.14)$$

Escrito con la función Bessel de orden cero J_0 :

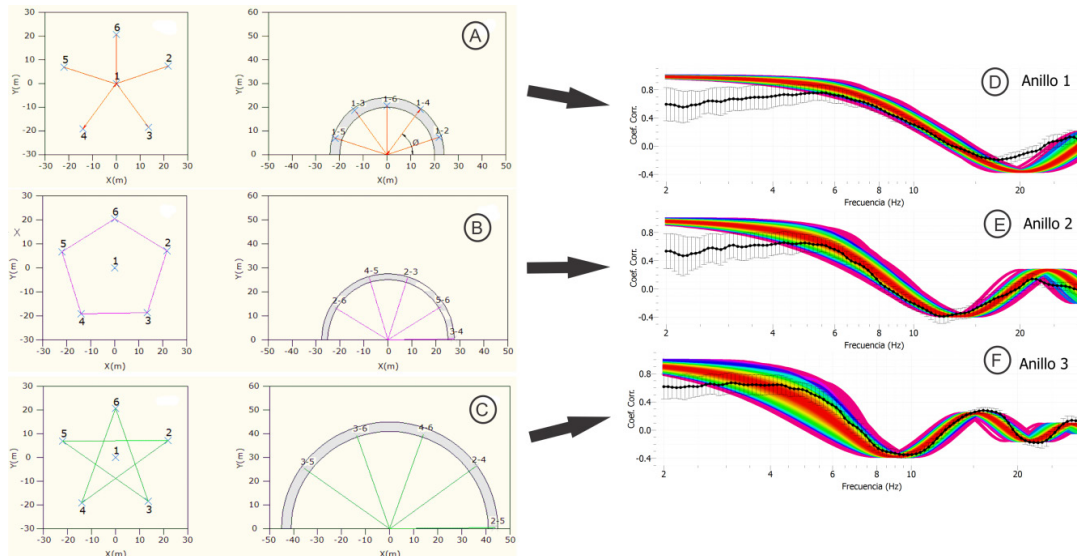
$$\bar{\rho}_{r_1 r_2}(\omega) = \left(\frac{2}{r_2^2 - r_1^2} \right) \int_{r_1}^{r_2} r \cdot J_0 \left(\frac{\omega}{c(\omega)} r \right) dr \quad (3.15)$$

En el análisis con el método MSPAC se efectúa un promedio acimutal de todos los sensores separados por una distancia r . La geometría más utilizada incluye 6 sensores, configurados por un sensor central y 5 sensores colocados en un círculo cuyo radio (de apertura máxima) caracteriza el arreglo (Figura 3-4) (Cadet, 2007). La configuración de los anillos interior y exterior sobre los cuales los promedios son efectuados, se realiza trazando todos los segmentos de longitud r y dirección φ correspondiente a las parejas de estaciones en un plano acimut – distancia (Figura 3-4). Los criterios para escoger los anillos incluyen una buena distribución acimutal con un número suficiente de parejas para hacer un promedio y que las distancias entre el círculo interior y exterior de cada anillo deben ser las mínimas posibles.

En la práctica, para cada frecuencia de interés, se dividen los sismogramas en ventanas de longitud temporal y se calcula la correlación entre los dos registros. El cálculo de la correlación media se hace promediando sobre todas las ventanas y todas las parejas posibles de sensores correspondientes a un mismo anillo. La longitud temporal de la ventana influye sobre la resolución de las determinaciones en las curvas de autocorrelación espacial: las ventanas demasiado cortas no permiten ver la correlación de las bajas frecuencias; las ventanas más largas reducen el número de determinaciones

de autocorrelación (el número de ventanas se reduce), y el promedio calculado sobre estas ventanas puede no ser muy significativo porque la resolución disminuye. Por lo tanto la selección de la longitud de una ventana temporal de análisis depende de la frecuencia de interés, usualmente los cálculos son realizados usando al menos ventanas de 30 y 250 segundos.

Figura 3-4. Esquema de un arreglo circular para el análisis con el método MSPAC propuesto por Bettig et al. (2001). El símbolo \times marca la posición de las estaciones. Las líneas indican un par selecto de estaciones para el cálculo de las curvas de autocorrelación espacial: A. Correlación de estaciones perimetrales con la estación central (color rojo). B. Correlación de las estaciones perimetrales (color magenta). C. Correlación para la máxima distancia entre estaciones que se obtiene con el arreglo. D, E y F. Curvas de autocorrelación espacial promediadas para cada uno de los anillos. Modificado de Cadet (2007).



Las curvas de autocorrelación espacial son calculadas con el programa de computadora GEOPSY (Wathelet, 2003, 2005). Una vez que el cálculo $\rho_{r_{ij}}(\omega)$ es realizado (ecuaciones 3.1 y 3.8) para cada anillo caracterizado por r_{ij} , se realiza la determinación de las curvas de autocorrelación espacial para los distintos anillos. Luego, se realiza la

inversión de las curvas de autocorrelación espacial para obtener los perfiles de velocidad de ondas de corte por medio del módulo DINVER (Wathelet, 2003, 2005).

3.3 Método SPAC – Geometría lineal

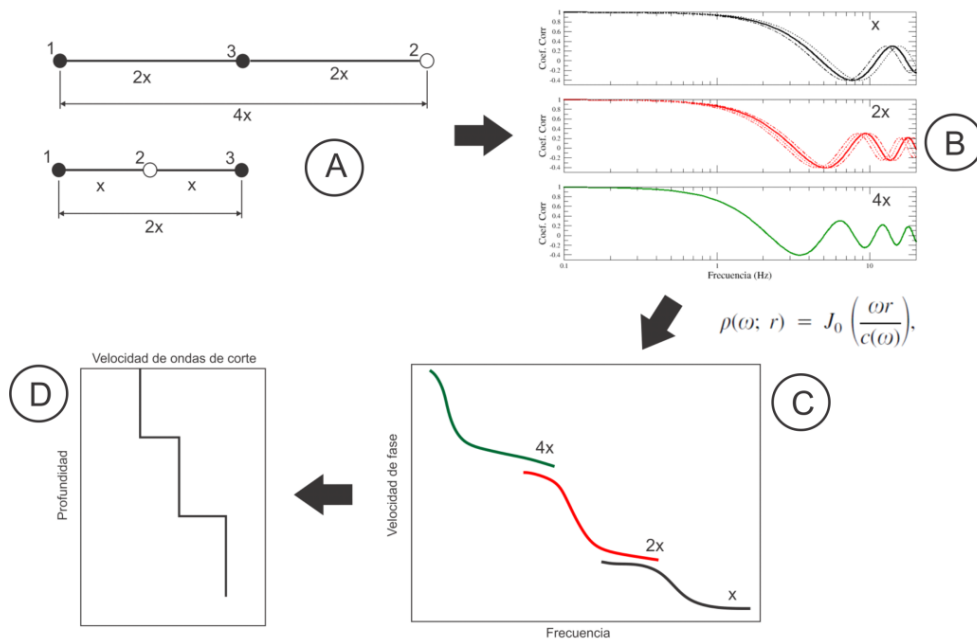
Chávez – García et al. (2006), emplearon una geometría de arreglo lineal para el análisis con el método SPAC, partiendo del supuesto de que los microtemblores cumplen condiciones de estacionariedad en el tiempo y en el espacio, usando registros obtenidos en estaciones sismológicas de banda ancha para diferentes distancias entre las estaciones de 5 m, 10 m, 20 m y 40 m. Un esquema general de esta modificación al método SPAC se muestra en la Figura 3.5, con el siguiente procedimiento: Primero, despliegue del arreglo lineal de estaciones en el área de estudio comenzando con una distancia entre estaciones “ x ” con una longitud total del arreglo de $2x$, luego la distancia entre estaciones se aumenta a $2x$ para obtener una longitud total de $4x$ (Figura 3-5A). Segundo, se determinan las curvas de autocorrelación promediadas para cada una de las distancias entre las estaciones que componen el arreglo lineal (Figura 3-5B). Tercero, empleando la ecuación 3.8 es posible obtener la curva de velocidad de fase de ondas superficiales con respecto a la frecuencia para cada una de las curvas de autocorrelación espacial. Cuarto, construcción de los perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de la inversión de las curvas de dispersión de velocidad de fase.

3.4 Inversión de curvas de autocorrelación espacial

El proceso de inversión tiene como objetivo la determinación de la velocidad de ondas de corte y el espesor de las capas de la estructura del subsuelo, generalmente se busca

modelar el perfil de velocidad de ondas de corte y adicionalmente el perfil de velocidad de ondas P, a partir de las relaciones $\bar{\rho}_{r_1 r_2}(\omega)$.

Figura 3-5. Procedimiento para el análisis con el método SPAC propuesto por Chávez – García et al. (2006). A. Arreglo de estaciones para el registro de microtemblores. B. Cálculo de las curvas de autocorrelación espacial promediadas. C. Cálculo de las curvas de velocidad de fase de ondas superficiales. D. Construcción del perfil de velocidad de ondas de corte.



La curva de dispersión se define para el caso de modelos unidimensionales, heterogéneos verticalmente y la inversión se resuelve por medio de un problema clásico (Hermann, 1994). En trabajos actuales Wathelet et al., (2004) propone el uso del algoritmo de vecindad (“neighborhood algorithm”) desarrollado por Sambridge (1999), para determinar los parámetros espaciales de una forma apropiada. Se generan aleatoriamente los perfiles de velocidad por medio del algoritmo de vecindad, las velocidades de fase $c(\omega)$ de la curva de dispersión son calculadas para cada frecuencia

y la curva de autocorrelación espacial teórica se obtiene por medio de las ecuaciones (3.8) o (3.15). Las curvas teóricas se comparan con las curvas de autocorrelación espacial obtenidas a partir de los arreglos de registros de microtemblores en el terreno, y se determina un valor de desajuste (“misfit”) para cada uno de los perfiles calculados. Se requieren varias ejecuciones independientes del programa (tres a cinco) para demostrar que los resultados de los perfiles calculados son confiables (Wathelet et al., 2005).

En el cálculo de desajuste se tiene en cuenta la desviación estándar que se calcula para cada curva de autocorrelación espacial, y se define como (Wathelet et al., 2004):

$$misfit = \sqrt{\frac{1}{\sum_{k=1}^{n_R} n_{Fk}} \sum_{i=1}^{n_R} \sum_{j=1}^{n_{Fi}} \frac{(\rho_{dij} - \rho_{cij})^2}{\sigma_{ij}^2}} \quad (3.16)$$

Donde ρ_{dij} es la relación de autocorrelación espacial de las curvas de los datos de registros de microtemblores en la frecuencia f_j y para el anillo i , el cual es definido por todas las distancias entre estaciones entre r_{i1} y r_{i2} , ρ_{cij} es la relación de autocorrelación espacial de las curvas calculadas en la frecuencia f_j y para el anillo i , σ_{ij} es la varianza observada para la muestra en la frecuencia f_j y para el anillo i , n_R es el número de anillos considerados, y n_{Fi} es el número de muestras en frecuencia para el anillo i .

La inversión de curvas de autocorrelación espacial tiene las mismas limitaciones que los algoritmos de inversión de las curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas superficiales: no unicidad en las soluciones y pérdida de resolución con la profundidad. Como se pretende invertir las curvas de autocorrelación espacial para obtener perfiles de velocidad de onda de corte, se determina la relación entre la autocorrelación espacial y la curva de dispersión (Wathelet, 2005).

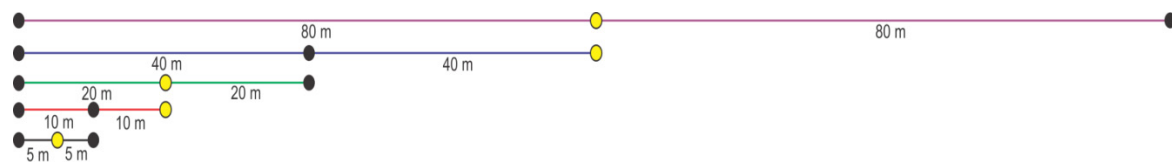
4. Resultados

4.1 Curvas de autocorrelación espacial

4.1.1 Arreglo lineal

El arreglo lineal para el registro de microtemblores se desplegó en las instalaciones deportivas de la Universidad Francisco de Paula Santander. La geometría del arreglo con distancias entre estaciones sismográficas de 5 m, 10 m, 20 m, 40 m y 80 m se muestra en la Figura 4-1.

Figura 4-1. Configuración del arreglo lineal. A) Distancia entre estaciones de 5 m, B) 10 m, C) 20 m, D) 40 m y E) 80 m. La estación 1 permanece fija durante el experimento. Note como la elongación del arreglo es dada por los cambios en posición de las estaciones 2 y 3.



La longitud total inicial del arreglo fue de 10 m y se finalizó con una longitud total de 160 m. En la Figura 4-2 se ilustran las curvas de autocorrelación espacial para cada una de las elongaciones alcanzadas con el arreglo. Un ajuste manual a una función Bessel de orden cero fue realizado a las curvas de autocorrelación espacial para distancias entre estaciones de 10 m, 20 m, 40 m y 80 m (Figura 4-3), y se observa que la frecuencia con respecto al primer cruce por cero disminuye conforme aumenta la distancia entre las estaciones. Se descartaron las curvas correspondientes a 5 m y 160 m ya que no tienen una semejanza a una función Bessel de orden cero.

Figura 4-2. Curvas de autocorrelación espacial obtenidas para la configuración geométrica de arreglo lineal con distancias entre estaciones de 5 m, 10 m, 20 m, 40 m, 80 m y 160 m.

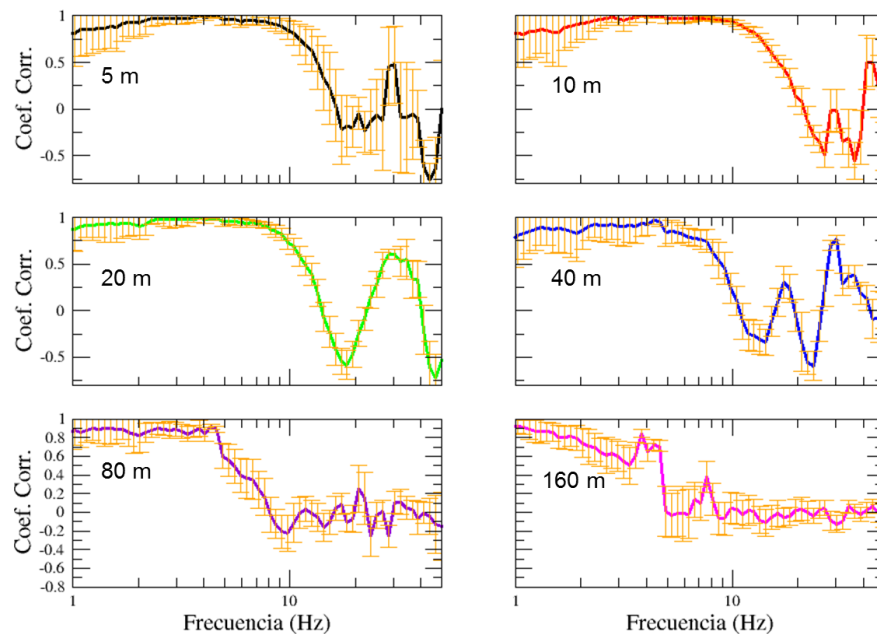
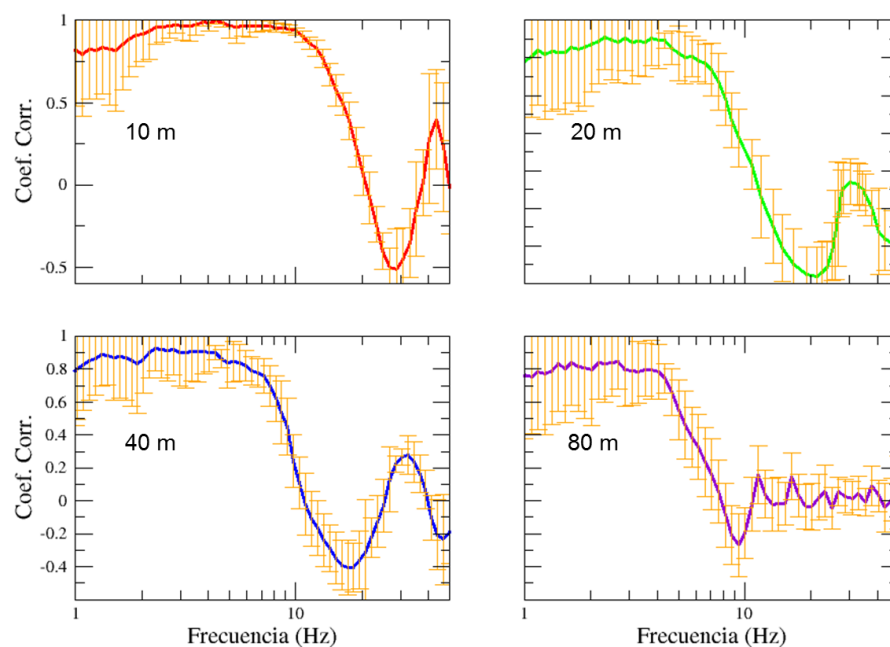


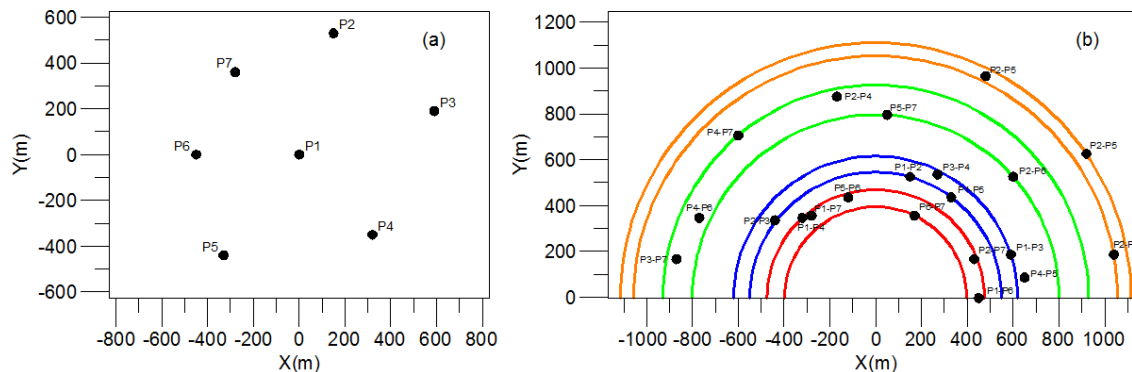
Figura 4-3. Curvas de autocorrelación espacial ajustadas a una función Bessel de orden cero, obtenidas con el arreglo lineal para distancias entre estaciones de 10 m, 20 m, 40 m y 80 m.



4.1.2 Arreglo circular

Para el registro de microtemblores en el centro de la ciudad de Cúcuta, se desplegó un arreglo circular de siete estaciones de 1 km de diámetro. En la Figura 4-4a, se muestra la localización de las estaciones y los anillos escogidos que contienen las parejas de estaciones para el cálculo de las curvas de autocorrelación espacial se presentan en la Figura 4-4b.

Figura 4-4. Configuración geométrica del arreglo circular. A. Mapa de localización de estaciones sismológicas para la configuración de arreglo circular con una apertura de 1000 m. B. Anillos escogidos para el cálculo de las curvas de autocorrelación espacial. Anillo 1: color rojo, anillo 2: color azul, anillo 3: color verde, anillo 4: color café. Los puntos representan las parejas de estaciones.



Las curvas de autocorrelación espacial de la Figura 4-5 se asemejan a una función Bessel de orden cero y se observa que a medida que aumenta la distancia entre las estaciones (radio interior y exterior del anillo), la frecuencia del primer cruce por cero disminuye. El ajuste manual a una función Bessel de orden cero se presenta en la Figura 4-6.

Figura 4-5. Curvas de autocorrelación espacial para las diferentes distancias entre estaciones (radio interior y exterior del anillo) para la configuración de arreglo circular con una apertura de 1 km de diámetro.

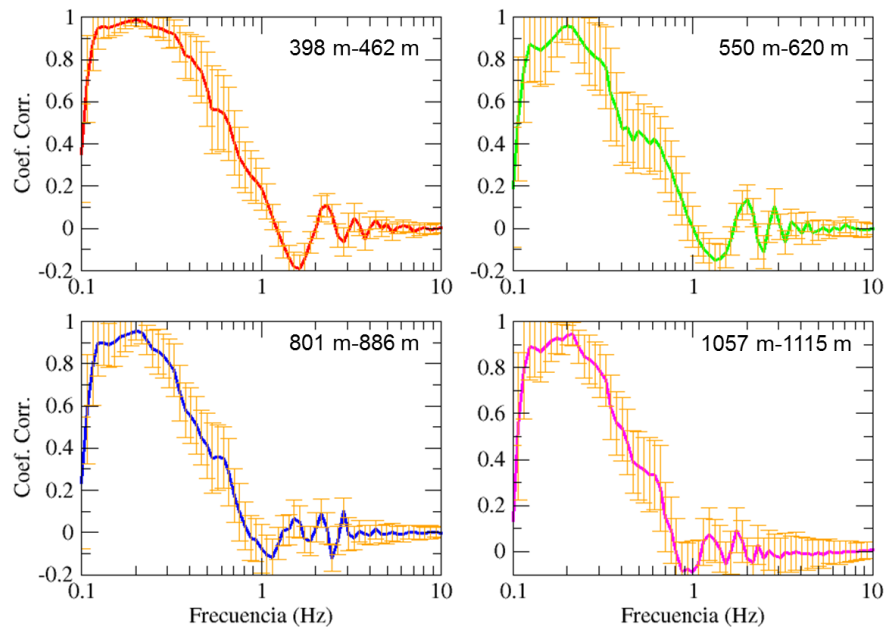
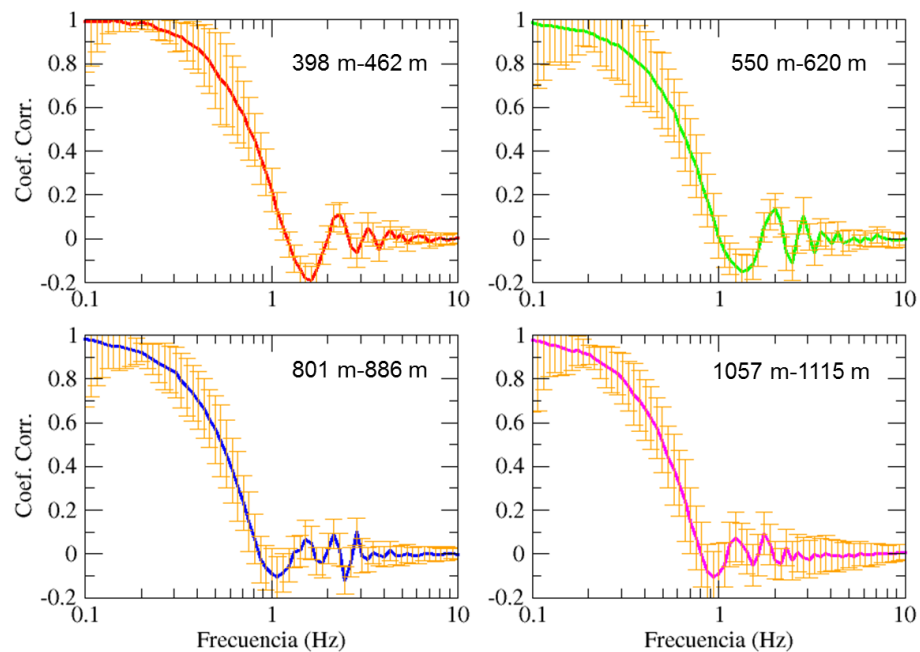


Figura 4-6. Curvas de autocorrelación espacial ajustadas a una función Bessel de orden cero, obtenidas con el arreglo circular.



4.2 Perfiles de velocidad de ondas de corte

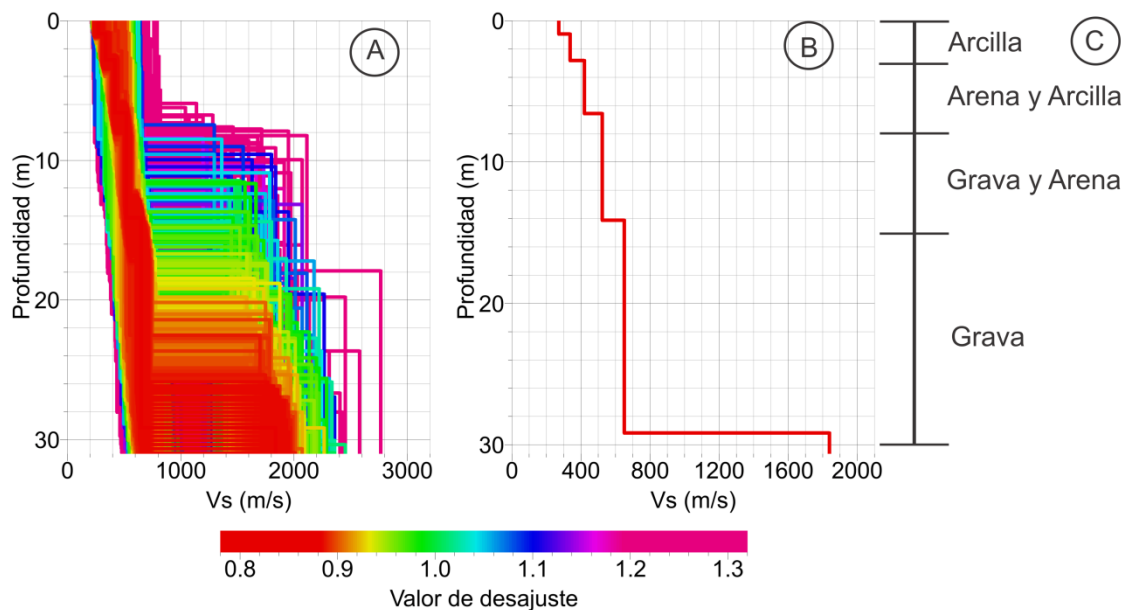
4.2.1 Perfil de velocidad obtenido a partir del arreglo lineal

El perfil de velocidad de ondas de corte para el arreglo lineal determinado a partir de las curvas de autocorrelación espacial, se muestra en la Figura 4-7. Fue calculado a partir de un modelo inicial de una capa de suelo blando (simulando estratos) sobre un semiespacio (suelo rígido). De manera práctica, este modelo es introducido en el programa Dinver (Wathelet et al., 2004) como dos capas, la más superficial dividida en cinco subcapas con velocidad V_s y espesor variable. La Figura 4.7A presenta las diferentes soluciones para los perfiles de velocidad de ondas de corte. El modelo con menor valor de desajuste está compuesto por cinco capas sobre un semiespacio con velocidades que varían en un rango entre 300 m/s y 650 m/s hasta una profundidad máxima de 30 m (Figura 4-7B). Se puede observar que hay una buena relación entre la profundidad de los topes y los espesores de las capas más superficiales del depósito de suelo que se reportaron en el registro de la perforación de la zona El Mosquito de la ciudad de Cúcuta (Figura 4-7C).

4.2.2 Perfil de velocidad obtenido a partir del arreglo circular

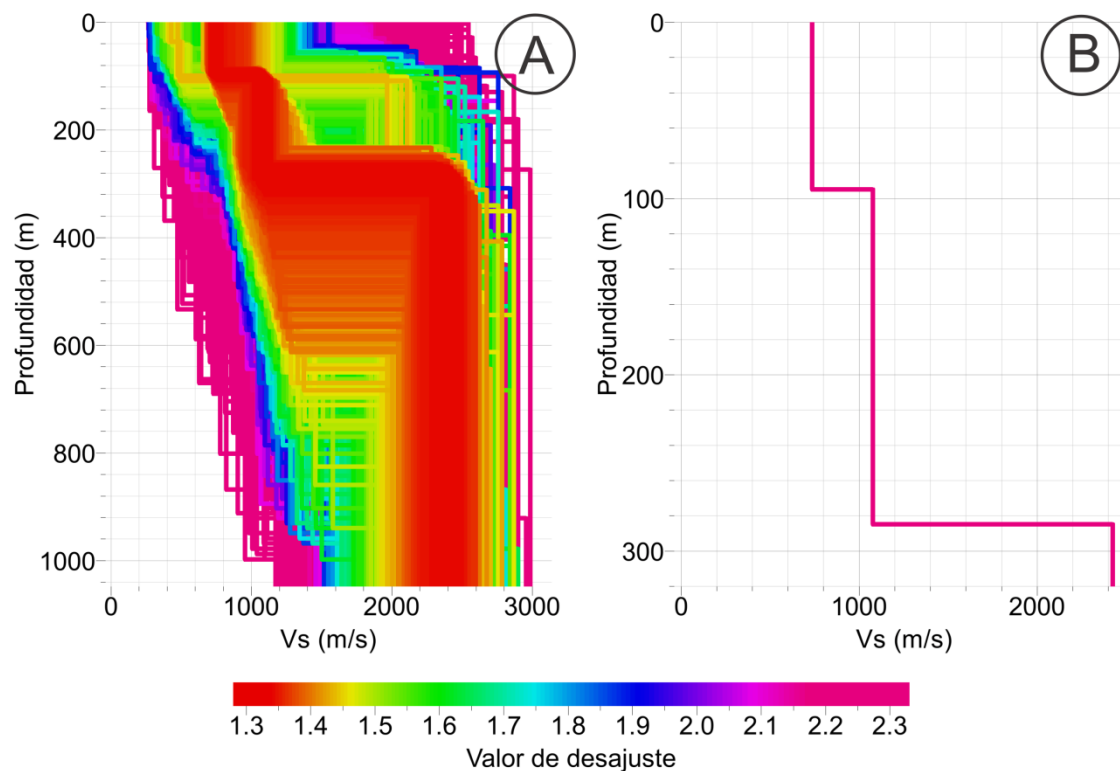
Para el arreglo circular se determinó el perfil de velocidad de ondas de corte a partir de la inversión de las curvas de autocorrelación espacial. Se empleó un modelo inicial compuesto por una capa de suelo sedimentario de gran espesor y velocidad V_s variable sobre un suelo rígido (semiespacio). Las Figuras 4.8A y 4.8B muestran las diferentes soluciones para el perfil de velocidad de ondas de corte y el modelo con menor valor de desajuste, respectivamente.

Figura 4-7. Resultados de perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de la inversión de curvas de autocorrelación espacial para el arreglo lineal. A. Diferentes soluciones para el perfil de velocidad de ondas de corte. B. Modelo de velocidad de ondas de corte con el menor valor de desajuste. C. Capas más superficiales del depósito de suelo (INGEOMINAS, 1982).



Los resultados de los perfiles de velocidad de ondas de corte obtenidos a partir del arreglo circular, muestran dos capas con velocidades de 750 m/s y 1080 m/s sobre un semiespacio, y dos contrastes de velocidad a 100 m y 300 m de profundidad, aproximadamente (Figura 4-8B). El modelo determinado tiene una muy buena relación con el registro de la perforación realizada en la zona El Mosquito de la ciudad de Cúcuta de los depósitos Cuaternarios del Río Pamplonita.

Figura 4-8. Resultados de perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de la inversión de curvas de autocorrelación espacial para el arreglo circular. A. Diferentes soluciones para el perfil de velocidad de ondas de corte. B. Modelo de velocidad de ondas de corte con el menor valor de desajuste.



5. Discusión

En el análisis de arreglos de microtemblores por el método de autocorrelación espacial, se deben hacer una serie de suposiciones, por ejemplo, que las ondas son estacionarias e isotrópicas y que el coeficiente de autocorrelación es la media de todas las ondas que llegan desde todas las direcciones en el espacio. Al igual que todos los métodos de ondas superficiales, la geometría que se obtiene es unidimensional, lo que implica que esta técnica no es apropiada cuando se presentan fuertes variaciones laterales en el subsuelo.

Los registros de microtemblores obtenidos con los arreglos de estaciones sismográficas desplegados en la ciudad de Cúcuta, permitieron realizar diferentes análisis de las curvas de autocorrelación espacial y construir modelos de velocidad de ondas de corte. El análisis de las curvas de autocorrelación espacial para las diferentes distancias entre las estaciones que componen el arreglo lineal y circular, definió la similitud con una función Bessel de orden cero y también establecer los datos de entrada (curvas de autocorrelación espacial) para el proceso de inversión.

En el análisis del arreglo lineal se descartaron del proceso de inversión las curvas de autocorrelación espacial correspondientes a las distancias entre estaciones de 5 m y 160 m, ya que no presentan, por inspección visual, una tendencia similar a una función

Bessel de orden cero. De forma particular, se podría establecer que la estación ubicada a una distancia de 160 m de la estación fija, pudo estar sometida a la influencia de ruido cultural debido a su ubicación cercana a una vía urbana de alto tráfico vehicular, alterando las condiciones de estacionareidad de los microtemblores, produciendo cálculos erróneos al realizar la correlación con otras estaciones que componen el arreglo. La influencia de estos factores limita la profundidad de exploración con el método. Las curvas de autocorrelación espacial para distancias entre estaciones de 10 m, 20 m, 40 m y 80 m, se ajustaron manualmente mediante un programa de computadora para obtener una tendencia a una función Bessel de orden cero y cumplir las condiciones definidas por el método MSPAC y el proceso de inversión. La práctica de ajuste manual de las curvas es de aceptación generalizada en este tipo de investigaciones.

Para el arreglo lineal, el proceso de inversión de las curvas de autocorrelación espacial ajustadas a una función Bessel, permitió obtener un modelo de velocidad de ondas de corte compuesto por cinco capas sobre un semiespacio con velocidades que varían en un rango entre 300 m/s y 650 m/s hasta una profundidad máxima de 30 m. Comparando este modelo con las capas superficiales que se reportan en el registro de la perforación realizada en la zona de El Mosquito de la ciudad de Cúcuta (INGEOMINAS, 1982), se puede observar que hay una buena relación entre la profundidad de los topes y los espesores de las capas más superficiales del depósito de suelo. Los valores de velocidad de ondas de corte que se determinaron con el arreglo lineal, corresponden a perfiles de suelo muy denso o roca blanda ($360 \text{ m/s} < V_s < 760 \text{ m/s}$), según la clasificación presentada en el Reglamento Colombiano de Construcción Sismo Resistente NSR-10 (AIS, 2010).

Aunque en el arreglo circular, la separación entre las estaciones fue mayor que en el arreglo lineal, las curvas de autocorrelación espacial presentan un buen ajuste a una función Bessel de orden cero para todas las distancias entre estaciones, resaltando que se analizaron los registros de microtemblores de horas nocturnas y cumpliendo la condición requerida de estacionareidad en el tiempo y en el espacio. De igual forma se llevó a cabo un ajuste manual de las curvas de autocorrelación espacial a una función Bessel teórica, con el fin de reducir los valores de desajuste que se obtienen en el proceso de inversión.

En general, los resultados de los perfiles de velocidad de ondas de corte obtenidos a partir del arreglo circular, muestran dos capas con velocidades de 750 m/s y 1080 m/s sobre un semiespacio, y dos contrastes de velocidad a 100 m y 300 m de profundidad, aproximadamente. Este modelo presenta una buena relación con los datos de perforaciones en la ciudad de Cúcuta (INGEOMINAS, 1982) y el mayor contraste de velocidad podría estar asociado a un contacto del depósito Cuaternario con el basamento rocoso. Además, no es posible establecer si este modelo que da mayor información en profundidad es o no mejor que el obtenido con el arreglo lineal que da mayor información en superficie, debido a las diferentes resoluciones de ambas configuraciones geométricas. Es importante aclarar que los resultados de perfiles de velocidad de ondas de corte obtenidos con la aplicación del método SPAC y MSPAC en esta tesis de maestría, deben ser complementados con métodos geotécnicos y otras técnicas geofísicas de exploración, antes de su posible aplicación en el cálculo de la respuesta dinámica del suelo en superficie (efectos de sitio), estudios de microzonificación sísmica, diseño de estructuras, etc.

Aunque el método MSPAC presenta limitaciones en la determinación de los modelos de velocidad de ondas de corte, como por ejemplo: La horizontalidad de las capas hasta el infinito, el presunto de que los microtemblores son estacionarios en el tiempo y en el espacio, y que están compuestos por ondas Rayleigh que dominan en la componente vertical, el ajuste no cuantitativo de curvas de autocorrelación espacial a una función Bessel de orden cero, presencia de fuentes de ruido cultural no correlacionable y limitaciones en el área para realizar el estudio; la técnica es de fácil aplicación en zonas urbanas y se convierte en una herramienta para determinar perfiles de velocidad de ondas de corte en zonas de difícil acceso y adicionalmente es un buen aporte para análisis de efectos de sitio y estudios de microzonificación sísmica de ciudades.

6. Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

En este trabajo se estudiaron los registros de microtemblores que se presentan en un campo de ondas bajo dos arreglos en la ciudad de Cúcuta; para alcanzar este objetivo se usó la información registrada durante el funcionamiento de un arreglo lineal con tres estaciones sismológicas que cubre una longitud de 180 m y un arreglo circular de 1000 m de diámetro con siete estaciones sismológicas. El objetivo de la tesis fue determinar modelos de velocidades de ondas de corte a partir del análisis de registros de microtemblores por el método MSPAC, mediante el despliegue de arreglos de sismógrafos en dos sitios de la ciudad de Cúcuta.

Los registros de microtemblores del arreglo lineal permitieron analizar las curvas de autocorrelación espacial y obtener perfiles de velocidad de ondas de corte en los primeros 30 m del depósito Cuaternario, determinando cinco capas sobre un semiespacio dentro de un rango de velocidades comprendido entre 300 y 650 m/s. Este modelo tiene una buena aproximación al registro de perforación en las capas más superficiales del depósito de suelo.

A partir del análisis de los registros de microtemblores con el arreglo circular, se puede establecer que aunque se tienen grandes distancias entre las estaciones sismológicas, se obtuvieron buenas curvas de autocorrelación espacial que son semejantes a una función Bessel de orden cero, ya que se cumplieron las condiciones de estacionariedad de los microtemblores, requeridas para este tipo de análisis. Los perfiles de velocidad obtenidos con esta configuración geométrica del arreglo, presentan dos capas con velocidades de 750 m/s y 1080 m/s sobre un semiespacio con contrastes a profundidades de 100 m y 300 m, respectivamente. El perfil determinado tiene una muy buena relación con el registro de la perforación realizada en la ciudad de Cúcuta y se establece que los fuertes contrastes de velocidad que se presentan en el modelo pueden estar asociados a un contacto del depósito Cuaternario con el basamento rocoso.

6.2 Recomendaciones

Se demostró con este trabajo que el análisis de registros de microtemblores con la aplicación del método SPAC y MSPAC puede ser una buena alternativa para la determinación de modelos de velocidad de ondas de corte y esta información es útil en estudios de efectos de sitio y microzonificación sísmica, si se cuenta con los criterios suficientes para definir los resultados.

Los análisis de registros de microtemblores con los métodos SPAC y MSPAC deben complementarse con métodos geotécnicos y geofísicos de exploración, ya que una sola herramienta de análisis no dará la suficiente información de las características del subsuelo.

Se recomienda continuar el trabajo de los datos en la ciudad de Cúcuta, para utilizar las componentes horizontales de los registros de microtemblores y obtener información de las ondas Love para determinar perfiles de velocidad de ondas de corte.

Bibliografía

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415–456.

Alcaldía de Cúcuta. (2001). Plan de Ordenamiento Territorial. Departamento Administrativo de Planeación Municipal. Cúcuta, Colombia.

Apostolidis, P., Raptakis, D., Roumelioti, Z. & Pitilakis, K. (2004). Determination of S-wave velocity structure using microtremors and SPAC method applied in Thessaloniki (Greece), *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 24, 49–67.

Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica – AIS. (2010). Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente, NSR-10. Bogotá, Colombia.

Asten, M. & Henstridge, D. (1984). Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49:1828–1837.

Bard, P.Y. (1994). Effects of surface geology on ground motion : recent results and remaining issues, 10th European Conf. on Earthquake Eng., Vienna, 1, 305-323.

Bettig, B., Bard, P.Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C. & Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial autocorrelation method (SPAC): application to the Grenoble area, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 42, 281–304.

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.

Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H. & Vargas, R. (1985). Le poinçon de Pamplona (Colombie): un jalon de la frontière méridionale de la plaque caraïbe. Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie, 1(3): 403-413 .

Cadet, H., (2007). Utilisation combinée des méthodes basées sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique. Ph. D. Tesis. L'université Joseph Fourier. Francia.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency – wavenumber spectrum analysis Proceedings IEEE, 57, 1408–1418.

Chavez-Garcia, F. J., Rodriguez, M. and Stephenson, W. R., (2006). Subsoil Structure Using SPAC Measurements along a Line, Bull. Seism. Soc. Am., 96, 729-736.

Cho, I., Tada, T. & Shinozaki, Y. (2006). A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array, Geophys. J. Int., 165(1), 236–259.

Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M. & Scarpa, R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of strombolian tremor. Bulletin of the Seismological Society of America, 88:653–666.

Flores, H. (2004). Método SPAC: Una alternativa para la estimación de modelos de velocidades en el Valle de México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Flórez, C., Pedroza, A. (2006). Desarrollo de estudios preliminares para la microzonificación sísmica de San José de Cúcuta, Colombia. Simposio Latinoamericano y del Caribe en Geofísica. Bogotá, Colombia.

Foti, S., Sambuelli, L., Socco, L. V. & Strobbia, C. (2003). Experiments of joint acquisition of seismic refraction and surface wave data. *Near Surface Geophysics*, 1:119–129.

García – Jerez, A., Luzón, F. & Navarro, M. (2006). Computation of dispersion curves for rayleigh and love waves using horizontal components of seismic microtremor, 8th U. S. national conference on earthquake engineering, San Francisco, USA.

García – Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M. & Pérez – Ruiz, J. (2008). Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method, *Geomorphology*, 93, 74–88.

Herrmann, R. (1994). Computer programs in seismology, St Louis University.

INGEOMINAS. (1982). Informe Hidrogeológico de Cúcuta. *Boletín Geológico*, Volumen 25, No 3. Bogotá, Colombia.

INGEOMINAS. (2006). Sismo de mayo 18 de 1875 - Informe final. Estudios de sismicidad histórica. Bogotá, Colombia.

INGEOMINAS. (2009a). Evolución tectónica y morfodinámica durante el Cuaternario en la zona de Cúcuta y alrededores, Norte de Santander – Informe interno. Bogotá, Colombia.

INGEOMINAS. (2009b). Caracterización morfotectónica de la zona de deformación asociada a los sistemas de fallas de Boconó y Aguas Calientes en la región de Cúcuta y alrededores – Informe interno. Bogotá, Colombia.

Jongmans, D., Demanet, D. (1993). The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for determining the dynamic characteristics of soils. *Engineering Geology*, 34:105–113.

Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, New Jersey.

Kudo, K., Kanno, T., Okada, H., Özel, O., Erdik, M., Sasatani, T., Higashi, S., Takahashi, M., & Yoshida, K. (2002). Site specific issues for strong ground motions during the Kocaeli, Turkey Earthquake of August 17, 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 448–465.

Matsuoka, T., Umezawa, N. & Makishima, H. (1996). Experimental studies on the applicability of the spatial autocorrelation method for estimation of geological structures using microtremors, *Butsuri Tansa (Geophys. Explor.)*, 49, 26–41.

Milana G., Barba S., Del Pezzo E., Zambonelli E. (1996). Site response from ambient noise measurements: New perspectives from an array study in central Italy, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86-2, 320-328.

Morikawa, H., Sawada, S. & Akamatsu, J. (2004). A method to estimate phase velocities of Rayleigh waves using microseism simultaneously observed at two sites, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 961–976.

NANOMETRICS Inc. (2006). Trillium 120P seismometer user guide. Canadá.

NANOMETRICS Inc. (2007). Taurus portable seismograph. Canadá.

Ohori, M., Nobata, A. & Wakamatsu, K. (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2323–2332.

Okada, H., Matsushima, T., Moriya, T. & Sasatani, T. (1990). An exploration technique using long-period microtremors for determination of deep geological structures under urbanized areas, *Butsuri Tansa (Geophys. Explor.)*, 43, 402–417.

Okada, H. (2003). The Microtremor Survey Method (translated by Koya Suto), Geophysical Monograph Series, No.12, Society of Exploration Geophysicists.

Paris, G., Machette, M. N., Dart, R.L. and Haller, K.M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. *U.S. Geological Survey Open-File Report 00-0284*.

Rodríguez, L., Singer A., Rodríguez, J., Audemard, F. & Leal, A. (2012). El sismo fronterizo de Cúcuta, del 18 de mayo de 1875 ¿accidente tectónico responsable?, indicios geológicos del posible accidente – fuente, VI Jornadas Venezolanas de Sismología Histórica. Caracas, Venezuela.

Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm. I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.* 138, 479–494.

Sandoval, A., Romero, J. (2013). Base de Datos Tectónica Cuaternaria. Red Sismológica Nacional de Colombia. Informe interno sin publicar. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá, Colombia.

Scherbaum, F., Hinzen, K-G. & Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophys. J. Int.*, 2003, 152, 597-612.

Shabani, E., Bard, P. Y., Mirzaei, N., Eskandari-Ghadi, M., Cornou, C. & Haghshenas, E. (2010). An extended MSPAC method in circular arrays, *Geophys. J. Int.*, 182, 1431-1437.

Singer, A. & Beltrán, C. (1996). Active faulting in the southern venezuelan andes and colombian borderland, 3rd ISAG. St Malo, Francia, 243 – 246.

Socco, L. V. & Strobbia, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics*, 2:165–185.

Stokoe K. H. II., Rix G. J., & Nazarian, S. (1984). In Situ Seismic Testing with Surface Waves, XII Intl. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 331–334.

Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya, & C. Rivera, 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*, 19 (5), 787-813.

Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering, volume 3, 1333–1368.

Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J. & Mora, H. (2002), Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, 157-171.

Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. (2004). Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophys.* 2, 211–221.

Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface wave inversion. Ph.D. thesis, Liège University, 161 pages.

Wathelet, M., Jongmans, D. & Ohrnberger, M. (2005). Direct Inversion of Spatial Autocorrelation Curves with the Neighborhood Algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1787--1800.